ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА

© А.Д.Исмаил-Заде, 2011

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ РУДООБРАЗОВАНИЯ НА ВОСТОЧНОМ КАВКАЗЕ (АЗЕРБАЙДЖАН)

А.Д.Исмаил-Заде

Институт геологии НАН Азербайджана
AZ1143, Баку, просп. Г.Джавида, 29А

Рудно-магматическая система Кавказа – производная сложного сочетания тектоно-магматических и флюидо-гидротермальных процессов с закономерным омоложением проявлений от северных его структур к южным на фоне развития океанического бассейна Палеотетис и океанического залива Мезотетис. Генезис мезозойских и кайнозойских магматических и рудных комплексов увязывается с концепцией наличия в строении земной коры структурных зон региона аллохтонных гипербазитовых пластин (раннепалеозойской и мезозойской), обдуцированных в процессе замыкания океанических бассейнов Палеотетиса и Мезотетиса на складчатый фундамент и перекрытых вулканогенными комплексами. Концентрация рудного вещества связана с экстракцией их сиалифицирующими флюидами как из аллохтонной гипербазитовой пластины, так и коры фундамента. Главными факторами металлогенической специализации Кавказа являются возникшие тектонические напряжения и сиалификация рудосодержащих компонентов.

Введение. Кавказ – крупный тектонический сегмент Альпийско-Гималайского складчатого пояса, расположенный между континентами – Евразии и Афроаравии и состоящий из мегаструктур Большого и Малого Кавказа и Куринской межгорной впадины (рис.1).

При общей северо-западной ориентированности складчатости в регионе наблюдается осложненность её поперечными поднятиями и прогибами, ступенчато погружающимися в юго-восточном направлении в сторону Южно-Каспийской впадины (Абдуллаев и др., 1988).

Территория Азербайджана, располагающаяся на Восточном Кавказе, охватывает основные структурные зоны Кавказской складчатой системы с присущими им месторождениями полезных ископаемых: Балакен-Загатальскую зону Большого Кавказа с крупными месторождениями свинца, цинка и попутно меди, Куринскую впадину, а также восточные зоны Закавказского региона Малого Кавказа с крупными месторождениями меди, железа, золота, свинца, цинка и Нахчыванский регион с месторождениями и проявлениями меди, молибдена, золота и попутно свинца и цинка (Абдуллаев и др., 1978; Мовсесян, 1979), что позволяет выдвигать ее как полигон для решения задач современной металлогении.

Проблемами, связанными с рудными процессами в регионе, занималось на протяжении XX века целое поколение геологов: К.Н.Паффенгольц (1932), А.Н.Соловкин (1939-1944), С.М.Сулейманов (1967-1986), И.Н.Ситковский (1931-1970), Р.Н.Абдуллаев (1966-1988), Ш.А.Азизбеков (1947-1964), М.А.Кашкай (1939-1970), С.А.Бекдаши (1970), Г.И.Керимов (1957-1976), В.М.Баба-Заде (1966-2003), А.Д.Керимов (1963-1974), Н.К.Курбанов (1971-1986), Д.Д.Мазанов (1963), Г.В.Мустафаев (1968-1990), Дж.А.Азадалиев (1965-1998), В.И.Алиев (1967) и др., всесторонние исследования которых отражены в многочисленных публикациях. Выявленные ими закономерности в размещении и формировании рудных комплексов и установление физико-химических условий их проявлений способствовали обнаружению ряда новых промышленного значения рудных месторождений. Тем не менее, остались нерешенными проблемные вопросы генетического аспекта, касающиеся дискретности исходных расплавов магматических комплексов, фемического профиля

колчеданных месторождений, их золоторудной специфики и однотипности проявления мезозойского и кайнозойского магматизма и металлогении Кавказа на фоне регионального смещения тектоно-магматических процессов в южном направлении.

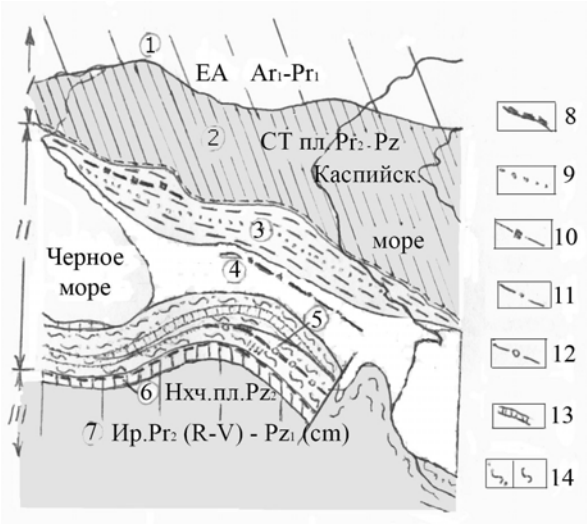


Рис. 1. Бивиргентная структурная позиция Кавказа в Альпийско-Гималайском складчатом поясе

1 – Евро-Азиатская платформа; 2 – Скифско-Туранская плита; 3 – Большой Кавказ; 4 – Куринская впадина; 5 – Малый Кавказ; 6 – Нахчыванская плита; 7 – Иранская платформа; 8 – границы Кавказской мегаструктуры; 9 – граница Главного Кавказского хребта; 10 – сутура малого палеозойского океанического бассейна ПТ (Северный склон Большого Кавказа); 11 – сутура (предполагаемая) большого палеозойского океанического бассейна ПТ; 12 – сутура мезозойского океанического залива МТ; 13 – офиолитовый пояс Малого Кавказа; 14 – мезо- (а) и кайнозойские (б) комплексы Малого Кавказа.

Рассмотрение этих вопросов с геодинамических позиций, т.е. соответствия выявленных закономерностей геодинамическим режимам развития региона, позволит сформировать модель рудогенеза на Кавказе, основанную на сочетании процессов геодинамика – магматизм – металлогения.

Геодинамика и металлогения. Геодинамика Кавказа, с учетом существующих взглядов по этой проблеме, была нами ранее представлена в аспекте «бимодальности проявления вулкано-плутонических и офиолитовых поясов на Кавказе» (Исмаил-Заде, 2009). Особенность геодинамической эволюции заключается в последовательном заложении океанических бассейнов, т.е. замыкание кавказской ветви океанического бассейна Палеотетис (ПТ) сопровождалось раскрытием на Кавказе океанического залива Мезотетис (МТ) на фоне перемещения тектоно-магматической активности в южном направлении. Процесс замыкания океанических бассейнов сопровождался обдукцией (в меньшей мере субдукцией) океанических кор на континентальные окраины бассейнов, что устанавливается наличием в их структурах аллохтонных офиолитовых пластин. Отсутствие палеозойских аллохтонных пластин на южном склоне Большого Кавказа и СВ склоне Малого Кавказа объясняется погребенностью их под мезозойскими вулканогенными комплексами. Наличие пластин устанавливается по данным петрологии, геохимии, геофизики и недавним обнаружением на южном склоне Большого Кавказа в районе г. Габаля (Азербайджан) (Исмаил-Заде, 2009) выходов амфиболизированных гипербазитов. Они предполагаются в виде океанических пластин, термодинамически переработанных и скрытых на глубине.

Для металлогенического анализа системы важное значение имеет палеотектоническая реконструкция на геодинамической основе. В геодинамической эволюции Кавказа отмечаются следующие тектоно-магматические этапы (табл.1), соответствующие геодинамическим режимам формирования данной складчатой системы (рис.2):

– палеозойский, спрединг (Cm-S_1) и коллизия (D-C_1-P-T) океанического бассейна Палеотетис (ПТ),

– мезозойский, спрединг (T_3-J_1) и коллизия (J_2-K_2 cn-st) океанического залива Мезотетис (МТ),

– раннекайнозойский, ~~P~~ (~~P~~$_{1-2-3}$),

– позднекайнозойский, N(Mi-Pl-Q).

Палеозойский этап (рис.3) – время формирования на Кавказе океанического бассейна Палеотетиса, представленного основным океаническим бассейном ПТ, находящимся южнее зоны Главного хребта и отшнурованным от него малым океаническим бассейном, охватывающим северный склон Большого Кавказа (Хаин, 1984).

Таблица 1

Геодинамические режимы и магматические формации Восточного Кавказа (Азербайджана)

	эпоха	режимы		МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ: Океанический бассейн ПАЛЕОТЕТИСА (Куринская сутура)	режимы	Океанический залив МЕЗОТЕТИСА (Зангезурская сутура)
N_2^3-Q	альпийская	позднеальпийский	коллизионный	континентально-морские молассы (Куринская впадина)	коллизионный	трахибазальт-трахиандезитовая (Клб) риолитовая (Клб)
N_1^2-N_2						андезит-дацит-риолитовая (Басаркеч., Клб) андезитовая (Биченаг, Нхч) трахиандезит-тешенитовая (Каширдаг, Нхч)
~~P_3~~-N_1^1						кварц-диоритовая (Прдш, Нхч) андезитовая (Даррыгдаг)
~~P_1-P_2~~				трахиандезит-базальтовая (Гзх)		трахибазальт-латитовая (Ордуб.) т/баз.-т/андез.-т/риолит. (Шхд) базальт-андез.-дацит-риол. (Клб., Орд.)
K_2^{cp-m}		раннеальпийский		карбонатная		карбонатная
$K_2^{cn-st}_{sm-t}$				базальт-анд.-дац.-риолитовая (Гзх) трахибазальт-трахиандезитовая (Ходж., Гчс.) трахибаз.-трахианд. (Ванд.)	океанический	**Замыкание океаническ. залива МТ** базальт-риолитовая (Азнб, Нхч)
$K_1^{alb}_{apt}$ nc				трахиандезит-трахидацитовая (Лок-Гар.)		
tit J_3 kim ocf	киммерийская	Поздне-киммерийск.		базальт-андезит-дацитовая (Л-Г)		рифогенные известняки
J_2 bt-kl				базальт-андезит-дацит-риол. (Л-Г)		
$J_2{}_a^{bj}$		Ранне-киммерийский		базальт-риолитовая (Л-Г)		
T_3-J_1				андезит-дацит-риолитовая (Тфн.) толеит-базальтовая (Тфн.)		толеит-базальтовая (Даралагез)
				Замыкание океана ПТ		**Раскрытие океаническ. залива МТ**
T_{1-2}	герцинская		океанический	Северное обрамление ПТ-АКО Евразийской плиты, БК; непрерывные D-T флишоидные терригенные-комплексы окраинного моря (Скифская м/пл)		Южное обрамление ПТ-Пассивная КО Афроаравийской плиты; непрерывные D-T суб-платформенные терригенно-карбонатные комплексы шельфовой зоны (Нахчыванск.м/пл)
P						
C						
D						
S						
Ord				**Раскрытие океана Палеотетис (ПТ)**		
Cm						

Усл. обозн. см. в табл. 2.

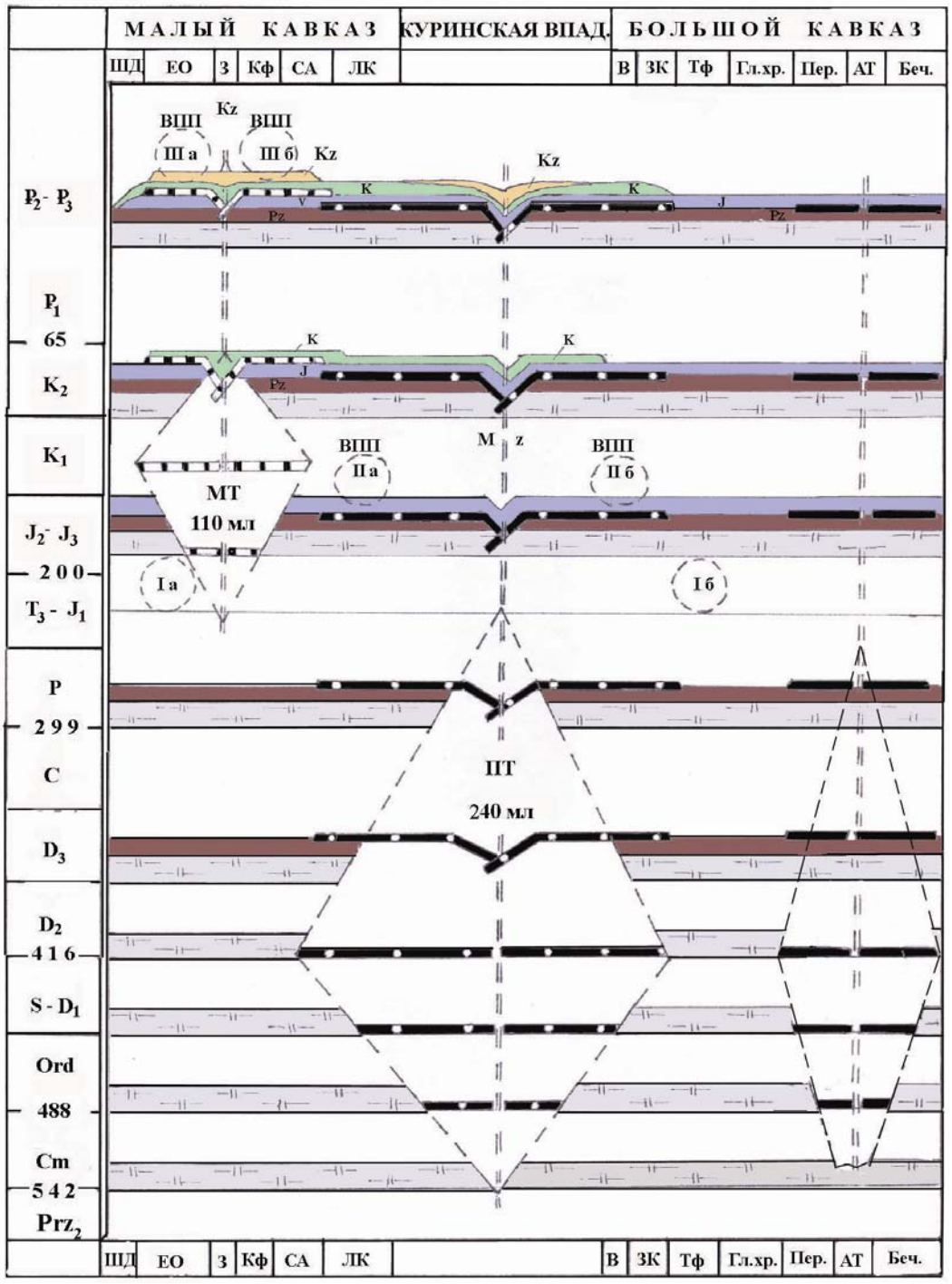


Рис. 2. Схема геодинамической эволюции океанических бассейнов Палеотетиса и Мезотетиса на Кавказе

Структурные зоны: ШД – Шарур-Джульфинская; ЕО – Ереван-Ордубадская; З – Зангезурская, Кф – Кафанская, СА – Гейча-Акеринская, ЛК – Лок-Гарабагская, Кур – Куринская впадина, В – Вандамская, ЗК – Загатало-Ковдагская, Тф – Тфанская, Гл.хр. – Главный хребет; Пер.хр. – Передовой хребет; АТ – Андрюксо-Тоханская зона; Беч. – Бечасынская зона.

Рудные комплексы: Ia и Iб – раннеюрские, (а) Нахчыванской зоны (Джульфинский, Cu, Zn) и (б) южного склона Большого Кавказа; (Балакен-Загатальский, Cu, Pb, Zn, колч.-пирротин); IIa и IIб – мезозойские вулкано-плутонические пояса Закавказского массива Малого Кавказа (Лок-Гарабагский, Cu, Fe, Pb, Zn, Mo, Co, Au) и Гагра-Джавской зоны Большого Кавказа; (Pb, Zn); IIIa и IIIб – кайнозойские (палеогеновые) вулкано-плутонические пояса (а) Ордубадской зоны (Cu, Pb, Zn, Mo, Fe, Hg, As, Sb, Au) и Базум-Кяльбаджарской зоны (Cu, Mo, Pb, Zn, Hg, Sb, Au) Малого Кавказа; IV – Биченагский комплекс (Mn, S).

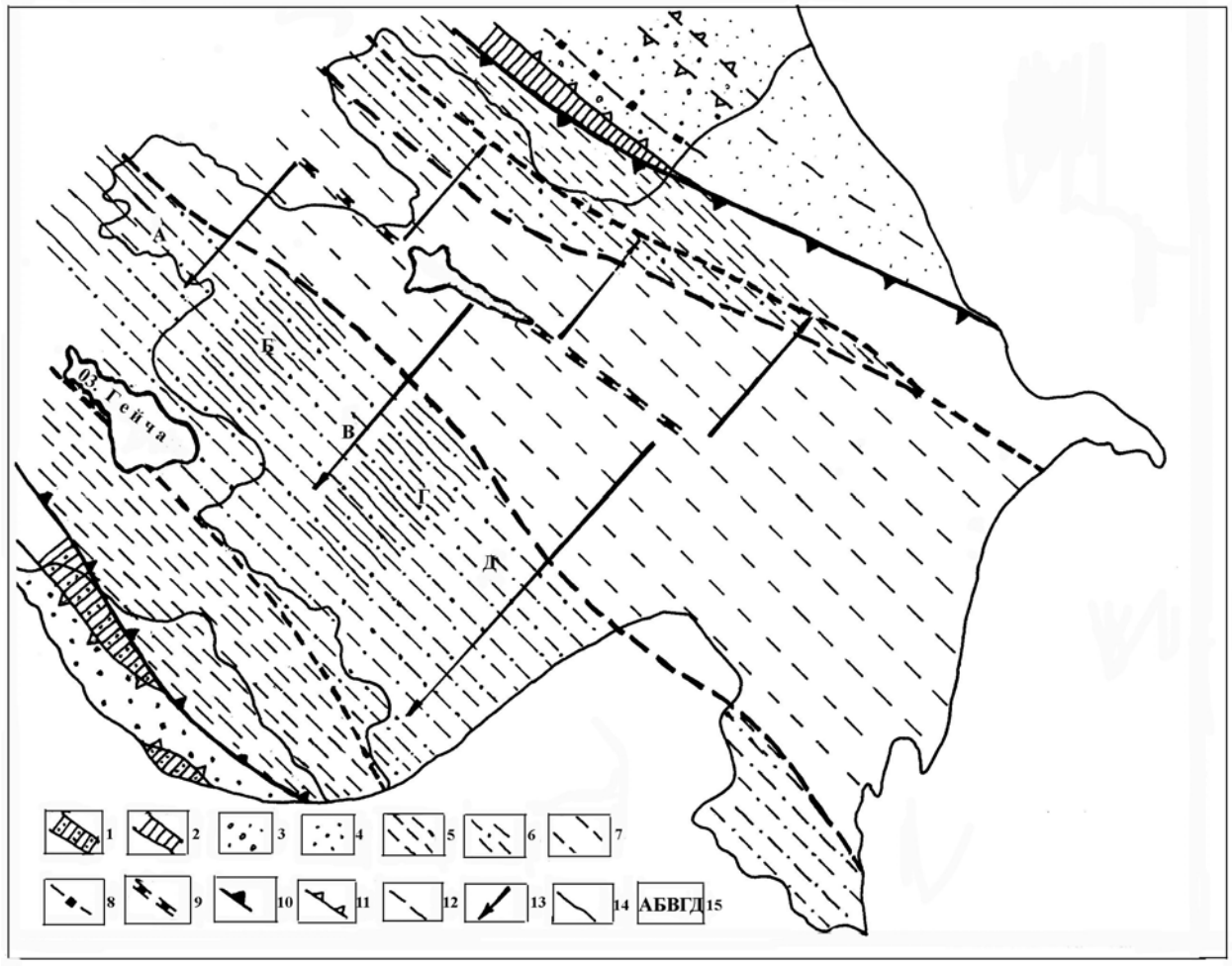


Рис. 3. Схема палеозойской металлогенической зоны Восточного Кавказа

1, 2 – выступы оснований платформ: 1 – Pz Иранской плиты. 2 – PE-Pz Ea; 3, 4 – прогибы: 3 – краевые EA; 4 – наложенная Нахчыванская впадина; 5 – шельфовая зона; 6 – зона континентального склона; 7 – рифтогенная зона; 8 – сутура малого ПТ; 9 – сутура большого ПТ; 10 – границы палеозойской металлогенической зоны; 11 – границы выступов фундамента; 12 – границы переходных зон рифт-континент; 13 – направления движений обдукцированных аллохтонных пластин раннего палеозоя океана ПТ; 14 – граница Республики, 15 – структурная осложненность фундамента: А – Газахский прогиб; Б – Шамкирское поднятие; В – Дашкесанский прогиб; Г – Агдамское поднятие; Д – Ходжавендский прогиб.

В пределах малого океанического бассейна (вне Республики) отмечаются комплексы меланократового фундамента и чехла, представленные карбонатными отложениями силура, вулканогенными образованиями девона (D_{1-2}), известняками и туфогенно-осадочными отложениями девон-карбона (D_3-C) и аллохтонными пластинами раннепалеозойских гипербазитов. Вдоль зоны Главного хребта прослеживается протяженный Центрально-Азиатский вулкано-плутонический комплекс, маркирующий северный край океанического бассейна ПТ в позднем палеозое (Моссаковский, 1975). В начале визейского века бассейн закрывается и породы фундамента и чехла «надвинуты на осадки северного борта» (Хаин, 1984).

Металлогения малого океанического бассейна преимущественно палеозойская, различно представленная в разнотипных, даже смежных структурах – редкометальная в зоне Главного хребта и медно-колчеданная в зоне Передового хребта, а мезо-кайнозойская минерализация – наложенная, в значительной степени осложняющая палеозойскую.

Большой океанический бассейн ПТ ох-

ватывает пространство между Главным (на севере) и Даралагезским (на юге) хребтами, включая Закавказскую микроплиту, находящуюся в субплатформенном состоянии на протяжении всего палеозоя вплоть до T. Спрединг океанического бассейна, начавшийся в Cm-Ord, достигает максимума в S, сменяется коллизией в DC (Рустамов, 2007) с окончательным замыканием бассейна в P-T (Хаин, 1984).

На континентальных склонах обеих окраин бассейна – пассивной атлантического типа Гондванского материка и активной андийского типа Евразийского материка – отмечаются терригенные и терригенно-карбонатные, субплатформенные комплексы D-C_1-P-T без существенной металлогенической специализации. Лишь в Нахчыванской зоне (южная окраина), в районе Шарурского антиклинория, установлены раннеюрское свинцово-цинковое проявление (Гюмушлуг) и бокситовая толща, залегающая на размытой поверхности нижнекаменноугольных отложений, перекрываемая карбонатным комплексом аснийской свиты средней перми.

Мезозойский этап (рис.4) соответствует раннеколлизионному периоду замкнувшегося океанического бассейна Палеотетис и времени формирования океана Тетис, а на Малом Кавказе – океанического залива Мезотетис между северной окраиной Нахчыванской и южной окраиной Закавказской микроплит. Спрединг MT происходил относительно нынешней Зангезурской сутуры, а коллизия в океаническом заливе завершилась замыканием в K_2cn-st.

В пространстве северной окраины океана ПТ на Большом Кавказе в мезозойский период формируются структурно-формационные комплексы:

внешней зоны (северный склон) – краевой прогиб, сложенный в северной части зоны Передового хребта моноклинально залегающим чехлом юрских и меловых отложений, представленных карбонатно-флишоидной толщей (вне Республики);

внутренней зоны (южный склон) – окраинный прогиб, представленный юрской черносланцевой, аспидной толщами, терригенно-флишоидными комплексами с вулканогенными формациями: натрово-базальтовой (J_1), слабодифференцированной андезит-дацит-риолитовой (J_2), габбро-диорит-плагиогранитовой (J_3) и субщелочной габброидной (K_2). С южной окраиной этой зоны связаны островодужные комплексы базальт-андезит-дацитов (J_2) Гагра-Джавской зоны и трахибазальт-трахиандезитов (K_2), являющиеся продолжением Кахетинского комплекса Грузии – активизированной зоны Большекавказской окраины; с первыми вулканогенными комплексами ассоциируют крупные месторождения медно-пирротиновых и колчеданно-полиметаллических руд (Филизчайская группа), а с островодужным комплексом в пределах северо-западного продолжения в Гагра-Джавской зоне – проявления свинца и цинка.

На Малом Кавказе мезозойский период представлен масштабным по интенсивности и площади распространения островодужным магматизмом с широким набором комплексов от контрастно-дифференцированных базальт-риолитов раннего байоса до последовательно дифференцированных базальт-андезит-дацит-риолитов байос-бат-келловей-оксфорда, сопровождаемых интрузивными комплексами преимущественно кислого ряда, J_2 и J_3-K_1 – плагиограниты, габбро-тоналиты, габбро-граниты, с широким проявлением полиформационного медно-колчеданного оруденения (Абдуллаев и др., 1988; Баба-заде и др., 1990, Мустафаев, 2002).

Мезозойские (J_{1-2}, J_3- K_1, K_2) вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы, распространенные по всей площади Закавказского микроконтинента Малого Кавказа (Лок-Гарабагская и Кафанская зоны) и южному склону Большого Кавказа (Гагра-Джавская зона), обнаруживают биполярную сопряженность относительно Куринской (предполагаемой) рифтогенной зоны (Камалетдинов и др., 1981).

Нахчыванская складчатая зона – южная ветвь Малокавказской системы характеризуется проявлением эффузивных комплексов лейаса и интрузивных диабазов среди палеозойских терригенно-карбонатных толщ, терригенно-осадочных и карбонатных толщ средней юры, кварцевыми порфиритами альба и карбонатно-глинистыми толщами позднего мела. С мергелями сенона связано Даррыдагское мышьяковое месторождение с проявлением сурьмы.

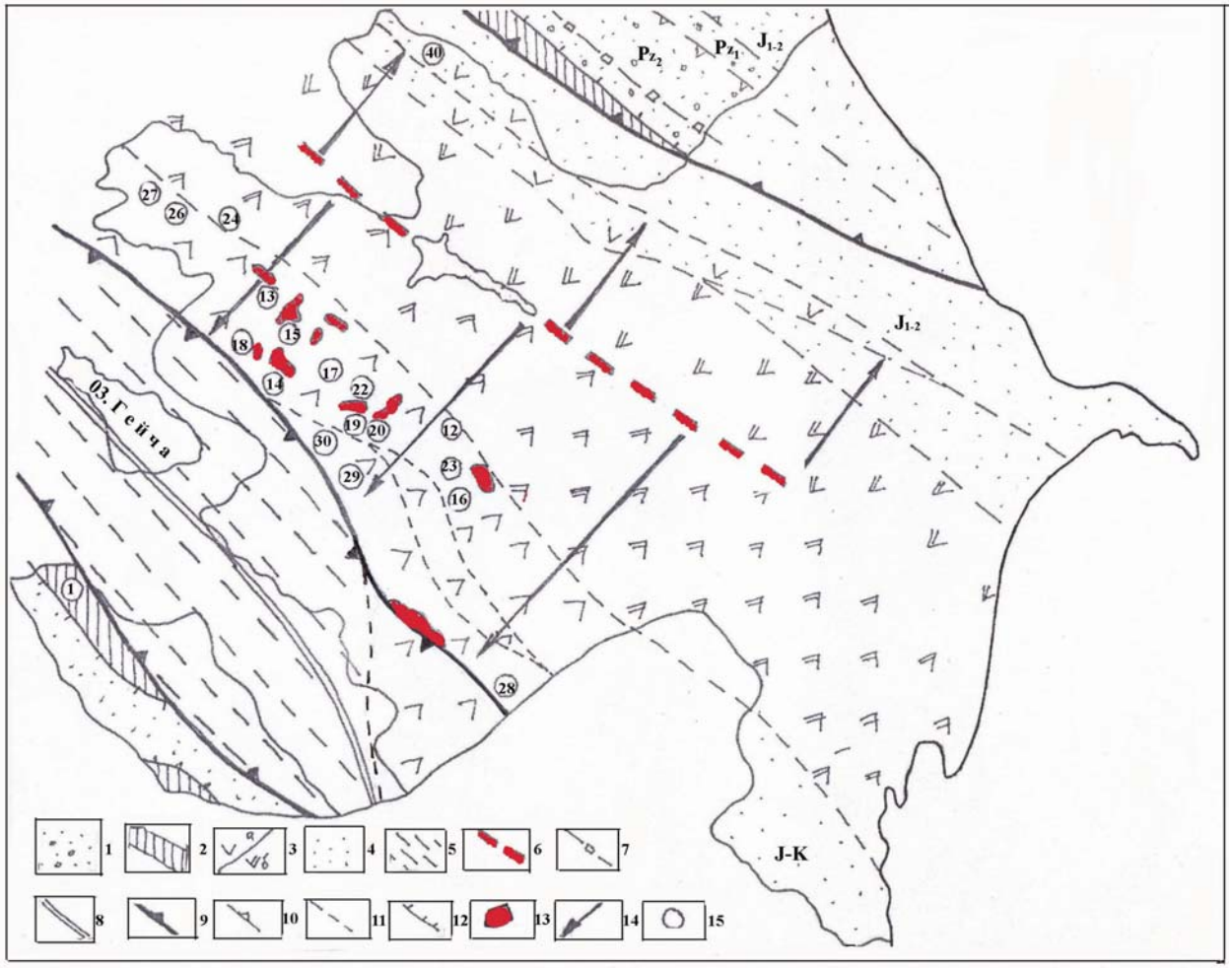


Рис. 4. Схема мезозойской металлогенической зоны Восточного Кавказа

1 – комплексы окраины ЕА платформы; 2 – выступы палеозойского основания; 3 – окраинно-континентальные мезозойские островодужные вулканогенные комплексы с обдуцированной в основании аллохтонной океанической корой ПТ: а) обнаженные, б) погребенные; 4 – мезозойские осадочные комплексы окраинного моря; 5 – область заложения мезозойского океанического залива МТ; 6 – предполагаемая сутура палеозойского океанического бассейна ПТ; 7 – предполагаемая палеозойская сутура малого океанического бассейна (по северному склону БК); 8 – сутура океанического залива МТ; 9 – граница мезозойской металлогенической системы; 10 – границы структурных зон мезозойского бассейна; 11 – границы структурных зон палеозойского бассейна; 12 – границы палеозойских выступов; 13 – мезозойские интрузивы; 14 – направления движения обдуцированных аллохтонных пластин раннего палеозоя океана ПТ; 15 – месторождения полезных ископаемых.
См. также усл. обозначения к табл. 2

Раннекайнозойский (палеогеновый) этап (рис.5) соответствует раннеколлизионному периоду развития океанического залива Мезотетиса; представлен в структурных зонах Малого Кавказа, на активных окраинах сомкнувшегося океанического залива Мезотетиса в пределах Нахчыванской и Закавказской микроплит биполярно расположенными относительно Зангезурской сутуры двумя островодужными вулкано-плутоническими комплексами известково-щелочного и субщелочного ряда с гранитоидными интрузивами (Исмаил-Заде, 2009), однако при сравнительно меньшем по сравнению с мезозойским масштабе проявления; значительно уменьшился и объем рудных комплексов, в целом повторяющих колчеданно-полиметаллический тип рудоносности, однако с преобладанием молибденитовой минерализации, что позволяет констатировать преимущественно литофильный профиль металлогенической специализации.

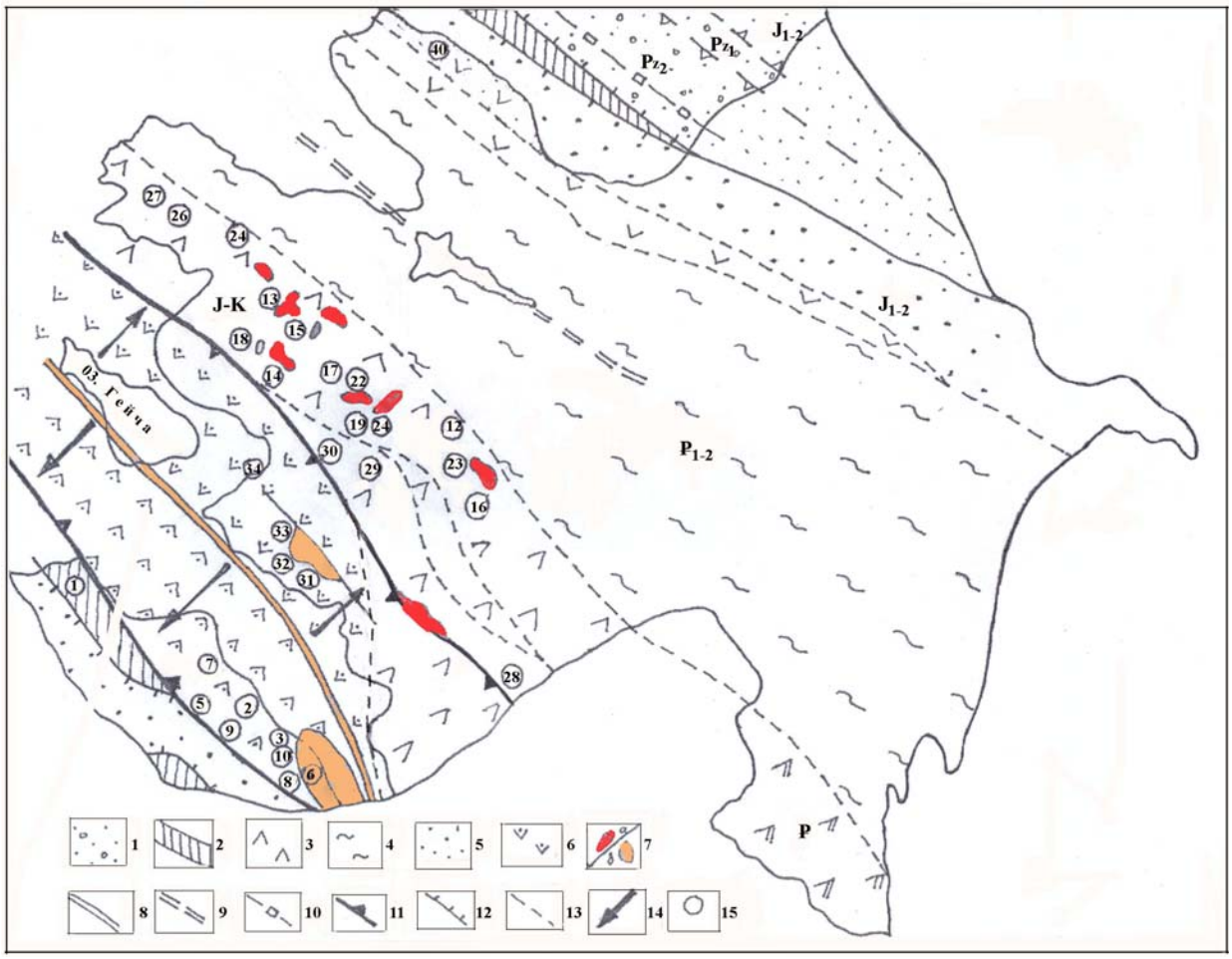


Рис. 5. Схема раннекайнозойской (палеоген-миоцен) металлогенической зоны Восточного Кавказа

1 – комплексы окраины ЕА платформы; 2 – выступы палеозойского фундамента; 3 – мезозойские островодужные комплексы; 4 – палеогеновые осадочные комплексы грабен-рифтогенной впадины; 5 – мезозойские осадочные комплексы: окраинного моря и впадин; 6 – палеогеновые вулканогенные комплексы мезозойского рифтогенного прогиба; 7 – интрузивы: а – мезозойские, б – палеогеновые; 8 – мезозойская сутура; 9 – палеозойская сутура большого ПТ, 10 – палеозойская сутура малого ПТ; 11 – границы кайнозойской металлогенической зоны; 12 – границы палеозойских выступов; 13 – границы структурных зон; 14 – направления движения обдуцированных аллохтонных плит мезозойского залива МТ; 15 – месторождения полезных ископаемых.
См. также усл. обозначения к табл. 2

Позднекайнозойский (неогеновый) этап (рис.6) проявлен на Малом Кавказе в пределах кайнозойских осадочных и вулканогенно-осадочных комплексов формированием золоторудных и сурьмянорудных крупных месторождений, соответствующих геодинамическому режиму континентального рифтогенеза, связанного с активизацией межструктурных древних разломов глубокого заложения на позднеколлизионной стадии развития региона.

Позднеплиоцен-четвертичный период ознаменовался бурным проявлением вулканизма вдоль Зангезурской шовной зоны, выраженным в зоне сопряжения её на западе с Транскавказским поперечным поднятием натровыми базальтами траппового типа толеитовой серии, в центральный части – известково-щелочной и субщелочной сериями мантийно-корового генезиса и на самом юго-востоке – базанитами субщелочной серии. Рудоносность этого периода представлена проявлениями марганца, сурьмы и ртути, которые возможно также объяснить с позиции активизации древних разломов и регенерацией более ранних площадей их проявлений.

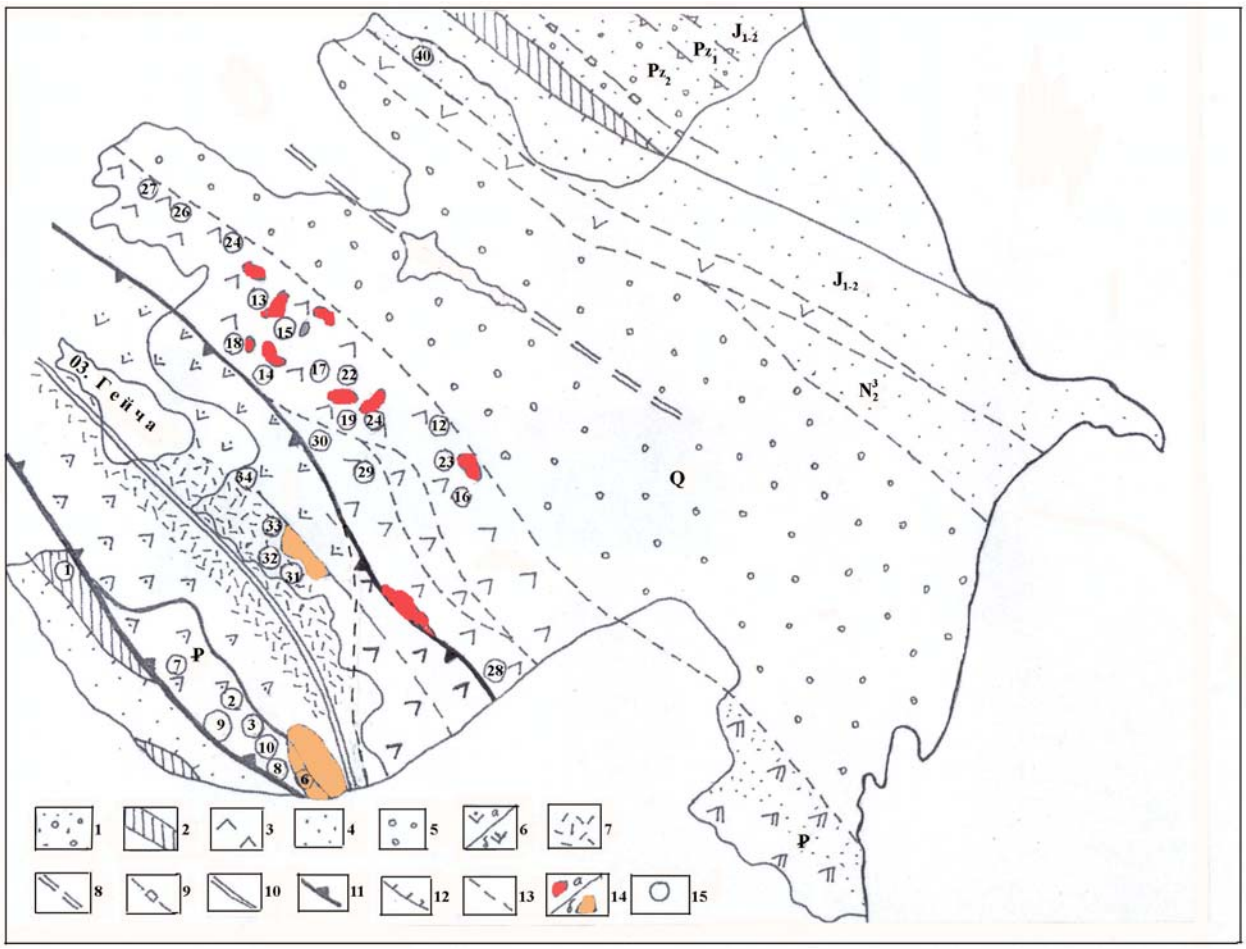


Рис. 6. Схема позднекайнозойской (поздний плиоцен-квартер) металлогенической зоны Восточного Кавказа

1 – комплексы окраины ЕА платформы; 2 – выступы палеозойского фундамента; 3 – мезозойские островодужные комплексы (обнаженные); 4 – осадочные комплексы окраинных морей и впадин; 5 – миоцен-четвертичные осадочные комплексы Куринского грабен-рифтогенного прогиба; 6 – палеогеновые вулканогенные островодужные комплексы: а) известково-щелочные; б) субщелочные; 7 – миоцен-плиоценовые вулканиты рифтогенной зоны; 8 – палеозойская сутура большого ПТ; 9 – палеозойская сутура малого ПТ; 10 – мезозойская сутура; 11 – граница металлогенической зоны; 12 – граница палеозойских выходов; 13 – границы структурных зон; 14 – интрузивы: а) мезозойские; б) кайнозойские; 15 – месторождения полезных ископаемых. См. также усл. обозначения к табл. 2

Теоретическое обоснование. Вышеизложенная позиция магматических и рудных комплексов Восточного Кавказа позволяет констатировать, что мезозойская и кайнозойская рудно-магматические системы Кавказского складчатого пояса – производные сложного сочетания тектоно-магматических процессов, проявлявшихся на континентальных окраинах раннеколлизионных периодов, эволюционно замыкавшихся океанического бассейна Палеотетиса и океанического залива Мезотетиса.

С комплексами обоих периодов связаны месторождения и проявления колчеданного типа (табл.2). При всей общности проявления в мезозойском и кайнозойском (палеогеновом) периодах процессов геодинамики, обусловивших магматизм и металлогению региона, необходимо констатировать масштабность и более четкую их представительность для мезозойского периода океанического бассейна Палеотетиса по сравнению с кайнозойским периодом океанического залива Мезотетиса.

С мезозойскими вулкано-плутоническими комплексами, развитыми в Закавказском массиве, связаны медно-колчеданные, медно-порфировые, медно-колчедан-полиметаллические с золотом типы оруденений на поднятиях и железорудно-кобальтовое – в прогибе.

Таблица 2

Металлогенические эпохи, рудные и нерудные месторождения
Восточного Кавказа (Азербайджан)

Эпоха	Этап	МИКРОПЛИТЫ		
		Нахчыванская	Закавказская - МК	Южно-Кавказская - БК
		МЕСТОРОЖДЕНИЯ		
АЛЬПИЙСКАЯ	N^3_2-Q	11.Марганцевое (п)	38.Перлиты, обсидианы(м)	
	N_1^2- N_2^1	10.Золото-кварцевое (п) 9. Реальгар-антимонит (м)	37.Золото-кварцевое (п) 36.Ртутно-мышьяковое (п) 35.Сурьма-мышьяковая(п)	
	P_3-N_1	8.Кобальтовое (п) 7.Ртутно-мышьяковое (п) 6.Молибден-порфир.(м) 5.Медистые песчаники (п)	34.Золото-теллуровое (м) 33.Медно- полимет. (п) 32.Медно-молибденовое (п)	
	P_1-P_2	4.Железо-марганцевое (п) 3.Медно-молибден-порфир.(м) 2.Колчедан-полиметал.(м)	31.Золото-сульфидное(п)	
	m cp st K_2 cn t snm		30. Сурьма-ртутное (п) 29. Ртутное (м) 28. Кварц-золоторудное (м) 27. Цеолитовое (м) 26. Бентонитовое (м) 25. Железо-марганцевое (п) 24. Золото-полисульфид.(п)	.
КИММЕРИЙСКАЯ	al K_1 nc		23. Золото-сульфидное (м) 22. Алунитовое (м) 21. Гематитовое (п) 20. Кобальтовое (м) 19. Магнетитовое (м) 18. Медно-мышьяковое (п)	
	tit J_3 kim ocf		17. Барит-полиметаллич. (м) 16.Колчед.-полиметалл. (м) 15.Медно-порфировое (п) 14.Медно-колчеданное (м)	44.Реальгар-аурипигм. (п) 43.Баритовое (м) 42.Свинцово-цинковое (п) 41.Редкометальное (п)
	kl bt J_2 bj a		13.Золото-сульф.-кварц. (п) 12.Серно-колчеданное (м)	40.Колчеданно-полимет.(м)
	T_3-J_1	1.Свинцово-цинковое (п)		39.Медно-пирротиновое (м)

Нахчыванская микроплита: (Нхч.)
1 – Гюмушлуг; 2 – Агдара, Насирваз; 3 – Урумыс; 4 – Аляги; 5 – Асадкяфская гр.; 6 – Парагачай, Капуджих; 7 – Норашен, Нурс; 8 – Кетам; 9 – Дарры-даг, Норашен; 10 – Пьязбаши; 11 – Биченаг, Гюмур;

Закавказская микроплита (Малый Кавказ: ЛГ 12-28; ГА 29-38; Ор-2-11; ШД-1; Тф 39-40.)
12 – Чирагдере, Тоганали; 13 – Гоша; 14 – Гядабей; 15 – Хар-хар, Джанятаг-Гюльятаг; 16 – Мехмана; 17 – Човдар, Башгышлаг; 18 – Битти-Булаг; 19 – Дашкесан; 20 – Дашкесан; 21 – Алабашлы; 22 – Заглик; 23 – Гызыл-Булаг; 24 – Дагкесаман; 25 – Молладжалильское; 26 – Дашсалахлы; 27 – Айдаг; 28 – Вежнали; 29 – Агятаг, Шорбулаг; 30 – Левчайская гр.; 31 – Тутхунская гр.; 32 – Далидаг; 33 – Далидаг; 34 – Зод, Соютлу; 35 – Девебойну; 36 – Левчайская гр.; 37 – Агдуздаг; 38 – Кяльбаджар, Кечалдаг.

Южно-Кавказская микроплита (южный склон Большого Кавказа):
39-Жихиг-Согатор; 40-Филизчай, Катех; 41, 42, 43, 44 – Гагра-Джавская зона, Грузинская Республика.

Примечание: Структурно-формационные зоны Восточного Кавказа:
Большого Кавказа: Тф –Тфанская; Малого Кавказа: ЛГ – Лок-Гарабагская, ГА – Гейча-Акеринская, БГ и Кф – Базум-Гочасская и Кафанская; Нахчыванская: Ор – Ордубадская, ШД – Шарур-Джульфинская; М – месторождения, П – проявления.

Приуроченность рудных тел к различным вулкано-плутоническим комплексам мезозойского периода позволила исследователям выделить три этапа рудообразования: 1) серноколчеданный, 2) медно-колчедан-порфировый, 3) колчедан-полиметаллический (Бабазаде и др., 1990).

Первый этап связан с байосским вулканизмом, второй приурочен к туффогенной толще бат-келловей-оксфорда, а третий этап является завершающим в этом цикле рудогенеза, накладываясь на два предыдущих.

На ранней стадии (байос) рудные комплексы проявляют связь с магматическими процессами окраинно-континентальных рифтовых структур, представленных на южной Нахчыванской и северной Большекавказской (южный склон) окраинах габбро-диабазами и диабазами сидеро- и халькофильного геохимического профиля. Глубинные магматические расплавы обогащали бассейн рудными компонентами эксгалляционно-магматических флюидов, что способствовало формированию стратиформных халькофильно-сидерофильных колчеданно-полиметаллических рудных месторождений (Филизчайская группа).

В более поздние стадии (бат, поздняя юра – ранний мел) повышение на континентальной окраине активности внутрикоровых магматических процессов привело к глубинной дифференциации гранитоидного расплава, а затем к формированию в гипабиссальных условиях гибридной кварц-диоритовой магмы, в результате которой были образованы островодужные комплексы с крупными габбро-гранитоидными интрузивными телами (Кашкай, 1965; Мустафаев Г. и Мустафаев М., 1982).

Глубинные флюиды кислых магматических расплавов с преимущественным литофильным геохимическим набором элементов оказались в тесной ассоциации с сидеро- и халькофильными элементами образовавшейся гибридной магмы, что привело к формированию рудных комплексов фемического профиля. Данный профиль рудной минерализации был выявлен одним из исследователей этих месторождений (Мустафаев, 2002), однако без должной аргументации процесса гибридизма (Исмаил-Заде, 2009).

Наступившее в позднем мелу затишье выразилось мощной карбонатной толщей кампан-маастрихта, запечатавшей структурные зоны региона.

Аналогичная ситуация геодинамического режима проявления мезозойского магматизма и металлогении может быть прослежена и по южному склону Большого Кавказа на территории Грузии, где в Гагра-Джавской зоне наблюдается обширное поле проявления мезозойского магматизма с рудными ассоциациями, свойственными структурам Закавказского массива. Единость этого процесса в масштабе Большого и Малого Кавказа объясняется биполярностью проявления вулкано-плутонических и офиолитовых комплексов на Кавказе (Исмаил-Заде, 2009).

Как видно из вышеприведенного, мезозойские и кайнозойские (палеогеновые) вулкано-плутонические комплексы представлены последовательно-дифференцированными рядами, завершающимися интрузиями. При этом в основаниях комплексов развиты вулканические базальтоидные серии при последующем доминировании образований кислого состава. Для интрузивов также характерно преобладание фаз кислых серий над основными. По петро-геохимическим параметрам исследователями устанавливается соответствие их производным магм основного состава (Абдуллаев и др., 1988; Абдуллаев и др., 1978; Кузнецов, 1964; Мовсесян, 1979).

Аномально высокое содержание кислых пород (> 60%) в составе вулканогенных и интрузивных комплексов, согласно Д.Х.Грину и А.Э.Рингвуду (1968), необъяснимо с позиции дифференциации исходной магмы основного состава, даже с привлечением механизма ассимиляции сиалической оболочки коры. Все это позволяет предположить различные источники зарождения магматических расплавов, т.е. дискретный характер магмообразующих субстратов (Кузнецов, 1964).

Несомненно, подобное предположение не отрицает возможной дифференции магмы основного состава, однако при этом необходимо учесть предельные соотношения дифференциатов, среди которых в данном случае наблюдается значительное превышение кислых фаций (Камалетдинов и др., 1981; Шипулин, 1968).

Вышеуказанный фактор объясним с по-

зиции соответствия кислых разностей пород производным сиалического слоя континентальной коры фундамента региона, а основных (преимущественно интрузивных) разностей толеитовой серии – мантийным породам. Шарьированная при коллизии в позднем карбоне на континентальные окраины (доальпийский фундамент) океаническая кора ПТ способствовала погружению континентальных блоков под нагрузкой аллохтонных пластин в мантию, что привело к плавлению их оснований и формированию очагов палингенной кислой магмы, явившейся источником кислых пород. Дальнейшее продвижение сиалического материала вверх привело к взаимодействию их с ультраосновным материалом аллохтонных пластин и образованию гибридной магмы, выразившейся в преимущественном формировании диоритовых, кварцдиоритовых и тоналитовых разностей. Именно этим объясняется фемический геохимический профиль кислых разновидностей и металлогения этих комплексов. Габброидные разности интрузивных комплексов (Дашкесана, Гядабея и др.) – это ксенофрагменты гипербазитовых аллохтонных пластин, вынесенные на поверхность при интрузии. Процесс их габброизации носит комплексный характер пироксенизации, амфиболизации, интенсивной полевошпатизации и перекристаллизации.

Имеющиеся данные о связи оруденения с магматизмом, т.е. с вулканитами, субвулканическими кислыми телами и интрузивными комплексами, с учетом поэтапного формирования месторождений – колчеданных, медноколчедан-порфировых и медно-колчедан-полиметаллических, позволяет констатировать, что формирование медноколчеданных руд происходило в процессе аккумуляции рудных компонентов из вмещающих вулканитов, содержащих их в рассеянном состоянии (Абдуллаев и др., 1988; Баба-заде и др., 1990; Кашкай, 1968; Кузнецов, 1964) под воздействием сиалифицирующих флюидов субвулканических и интрузивных тел. При этом первичный вещественный состав рудных комплексов – серноколчеданный, возможно, связан с проявлением мелких субвулканических тел риолито-дацитов, а последующий – медноколчеданно-порфировый – с гидротермальной деятельностью гибридной магмы интрузивных комплексов. Более позднее проявление колчеданно-полиметаллического рудогенеза связано с преобладанием в конечных интрузивных фазах магматизма гидротерм палингенного расплава континентальной коры. С подобным выводом хорошо согласуется пространственная приуроченность рудных проявлений в регионе – широкое развитие колчеданной минерализации с формированием вторичных кварцитов по всему полю мезозойского вулканизма и приуроченность медноколчеданно-порфировых и медно-полиметаллических залежей к экзоконтактам интрузивных тел. С завершающим этапом рудогенеза в регионе связано воздействие кислых гидротерм субвулканических и интрузивных образований на вмещающий вулканогенный комплекс, приведшее к формированию крупного алунитового месторождения (Баба-заде и др., 1990; Кашкай, 1965).

Однако генетическая связь с вулканизмом не отрицает их возможной связи с гидротермально-метасоматическим процессом. Наличие тесной пространственной связи медноколчеданных руд с гидротермально-метасоматическими преобразованиями пород и субвулканическими телами кислого состава свидетельствует об их причастности к единому магматическому процессу. Локализация же медноколчеданных руд в зонах разломов, секущих слоистые метаморфизованные вмещающие комплексы, свидетельствует об их эпигенетичности по отношению к складчатости.

Заключение. Таким образом, источниками рудного вещества следует считать как вмещающие вулканические породы, преобразованные в процессе воздействия кислых субвулканических тел, так и кислые флюиды гибридных фаз, возникшие при взаимодействии гранитоидной магмы с аллохтонной гипербазитовой пластиной. При этом несомненна роль тектонического фактора.

Необходимо отметить, что мезозойское и кайнозойское рудообразования в регионе, связанные с соответствующими островодужными комплексами, развивались на континентальных окраинах на раннеколлизионных стадиях замкнувшихся океана ПТ и залива МТ. Возникающие при этом тангенциальные силы сжатия создавали определенные энергетические и термобарические условия, способство-

вавшие перераспределению и миграции компонентов, что является одним из главных рудоформирующих факторов. Возможно, именно с раннеколлизионным этапом геодинамического развития региона связана экстракция рудных компонентов и формирование оруденений. О ведущей роли давления в процессах рудообразования отмечается в работе В.И.Смирнова (1968).

Представленная точка зрения на генезис колчеданных руд Малого Кавказа хорошо обосновывается для масштабно-регионально проявленного мезозойского этапа региона и увязывается с вышеизложенной концепцией возможного наличия в строении региона раннепалеозойской аллохтонной офиолитовой пластины поверх доальпийского складчатого фундамента, перекрытой мезозойским вулканогенным комплексом. Особенностью металлогенической специализации региона является то, что концентрация рудного вещества в колчеданных, медно-порфировых, медно-колчеданно-полиметаллических месторождениях сопровождается проявлениями и месторождениями золота, связанного с мобилизацией сиалифицирующими флюидами из аллохтонной пластины.

Главная промышленная область золоторудной минерализации – Зод-Соютлинская группа – рядом исследователей увязывается с молодыми неогеновыми гранитоидными интрузивами. Нашими исследованиями установлено, что ведущим фактором в процессе формирования золоторудных месторождений Малого Кавказа является метасоматически преобразованный древний погребенный под мезозойским комплексом раннепалеозойский гипербазитовый комплекс, и экстракция из него золота происходила более поздними гидротермами гранитоидных и гибридных диоритовых магм. Данный гидротермально-метасоматический или офиолитовый тип золотого оруденения свойственен лишь ″офиолитовой″ ассоциации (Исмаил-Заде и др., 1997).

Золоторудная минерализация офиолитового типа, выявленная на Зод-Соютлинском месторождении Гейча-Акеринской зоны, может рассматриваться в качестве наиболее полно выраженной формы проявления этой системы, периодически возобновляющейся при последующих геодинамических процессах. Подтверждением этому служит сопутствующая золоторудная минерализация со всеми рудными ассоциациями Малого Кавказа не только мезозойского периода в Лок-Гарабахской зоне, но и с более молодыми комплексами палеогена и неогена Гейча-Акеринской зоны.

С учетом вышеизложенного, можно допустить, что в пределах Малого Кавказа золоторудная минерализация связана с раннепалеозойской аллохтонной гипербазитовой пластиной, захороненной под мезозойским комплексом; она распространена более широко, но поэтапную экстракцию из нее золота ошибочно увязывают с кислыми интрузиями мезозойской и кайнозойской эпох магматизма, хотя их гранитоидные интрузивы не обладают высокими содержаниями золота.

Выводы. Подытоживая вышеприведенное, можно констатировать:

1. Рудные комплексы восточно-кавказской металлогенической провинции связаны с флюидо-динамическими системами двух геодинамических этапов формирования региона: регионально-масштабно проявленным мезозойским в период океана Палеотетис и локально проявленным кайнозойским – в период океанического залива Мезотетис.
2. Выделенные Mz и Kz рудные комплексы различаются: а) по пространственной разобщенности, развиваясь с перемещением во времени на южные структуры; б) по вещественному набору и масштабности проявлений: Mz рудные комплексы более значительны, преимущественно медно-колчеданно-полиметаллические с золотом, а также железорудные кобальтовые; Kz рудные комплексы преимущественно медно-молибден-порфировые, а колчеданно-полиметаллические – убоги; в) по геолого-генетическому типу: Mz рудные комплексы на Большом Кавказе – стратифицированные вулканогенно-осадочные, а на Малом Кавказе – преимущественно гидротермально-метасоматические и вулканогенно-осадочные, а Kz рудные комплексы – контакт-метасоматические и гидротермально-метасоматические.
3. Фемический профиль Mz рудных комплексов объясняется участием в процессе рудогенеза установленной нами раннепалеозойской аллохтонной офиолитовой пла-

стины, залегающей на континентальной коре Закавказской микроплиты, сквозь которую интрудировала возникшая палингенная гранитоидная магма; большой объем скопившегося офиолитового материала в Дашкесанском поперечном прогибе способствовал формированию магнетитового с кобальтом месторождения.

4. Позднекайнозойские рудные комплексы, по всей вероятности, представляют собой процесс активизации древних межформационных глубинных разломов.
5. В процессах мезо- и кайнозойского рудогенеза установлена генетическая однотипность их формирования в сочетании с разновозрастностью металлогенических систем и разнотипостью структурно-морфологических и минералого-геохимических типов оруденения.
6. Главными факторами формирования Mz и Kz рудных комплексов явились возникшие в раннеколлизионные периоды тектонические напряжения, наличие обдуцированных на континентальные окраины океанического бассейна ПТ и океанического залива МТ аллохтонных гипербазитовых пластин и сиалификация из пластин и континентальной коры рудных компонентов.

ЛИТЕРАТУРА

АБДУЛЛАЕВ, Р.Н., МУСТАФАЕВ, Г.В., МУСТАФАЕВ, М.А., АЛИЕВ, И.А., ШАФИЕВ, Х.И., ГАСАНОВ, Р.Г. 1988. Мезозойские магматические формации Малого Кавказа и связанное с ними эндогенное оруденение. Элм. Баку. 157.

АБДУЛЛАЕВ, Р.Н., МУСТАФАЕВ, Г.В., ГАСАНОВ, Р.К. 1978. Доорогенные эндогенные рудные формации СВ части М.Кавказа. *Изв. АН Аз ССР, сер. наук о Земле,* 2.

БАБА-ЗАДЕ, В.М., МАХМУДОВ, А.И., РАМАЗАНОВ, В.Г. 1990. Медно-молибден-порфировые месторождения Азербайджана. Азгосиздат. Баку. 376.

БЕКДАШИ, С.А. 1970. Металлогения палеоген-неогеновых гранитоидных формаций Малого Кавказа. Автореф. докт. дис. Баку.

ГРИН, Д.Х., РИНГВУД, А.Э. 1968. Происхождение базальтовых магм. В кн.: *Петрология верхней мантии. Сер. Науки о Земле*, Мир, Москва, 132-228.

ИСМАИЛ-ЗАДЕ, А.Д., ВЕЛИЕВ, М.М., ГАСАНОВ, Р.Н., ГЕЙДАРОВ, А.С. 1997. Петрологическая модель формирования золоторудных проявлений в офиолитовом поясе Малого Кавказа. *Тр. ИГ НАНА,* 26, Баку, 76-85.

ИСМАИЛ-ЗАДЕ, А.Д. 2009. Биполярная сопряженность вулкано-плутонических и офиолитовых поясов на Кавказе. *Изв. НАНА. Науки о Земле*, 1, 40-53.

КАМАЛЕТДИНОВ, М.А., КАЗАНЦЕВА, Т.Т., КАЗАНЦЕВ, Д.В. 1981. Происхождение медноколчеданных руд Урала. Уфа. 26.

КАШКАЙ, М.А. 1965. Петрология и металлогения Дашкесана. Москва. 889.

КУЗНЕЦОВ, Ю.А. 1964. Главные типы магматических формаций. Недра. Москва.

МОВСЕСЯН, С.А. 1979. Закономерности размещения рудных месторождений Армении. Недра. Москва. 210.

МОССАКОВСКИЙ А.А. 1975. Орогенные структуры и вулканизм палеозоид Евразии. Наука. Москва. 317.

МУСТАФАЕВ, Г.В., МУСТАФАЕВ, М.А. 1982. Статистический анализ петрохимических особенностей магматических комплексов Восточного Кавказа. *Изв. АН Аз ССР, сер. Наук о земле*, 4, 55-62.

МУСТАФАЕВ Г.В. 2002. Основные черты металлогении Азербайджана. Нафта-Пресс. Баку. 231.

РУСТАМОВ, М.И. 2007. Главные тенденции эволюции Тетиса Центрального сегмента Средиземноморского пояса. В кн.*: Проблемные вопросы геодинамики, петрологии и металлогении Кавказа*, Баку. 14-35.

СМИРНОВ,В.И. 1968. Колчеданные месторождения. В кн.: *Генезис эндогенных рудных месторождений*, Недра, Москва, 586-645.

ХАИН, Е.В. 1984. Офиолиты и герцинская покровная структура Передового хребта северного Кавказа. Наука. Москва. 89.

ШИПУЛИН, Ф.К. 1968. Интрузии и рудообразование. Недра. Москва. 209.

© Г.В.Мустафаев и др., 2011

О ЗОЛОТОНОСНОСТИ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ФУНДАМЕНТА ЛОК-ГАРАБАГСКОЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ ЗОНЫ МАЛОГО КАВКАЗА

Г.В.Мустафаев, М.Н.Мамедов, Н.М.Садыгов, Р.А.Самедова, В.М.Керимов

Институт геологии НАН Азербайджана
AZ1143, Баку, просп. Г.Джавида, 29А

В статье рассмотрены геохимические особенности метаморфических сланцев и вулканогенно-осадочных пород доюрского фундамента, особенно содержание и распределение в них благородных элементов, с целью установления металлогенической специализации и возможной рудоносности пород доюрского фундамента Лок-Гарабагской зоны.

Введение

На Восточном Кавказе, куда входит территория Азербайджана, широко представлены осадочные и магматические породы мезо-кайнозойского возраста альпийского этапа развития региона. Они достаточно хорошо изучены, имеются многочисленные монографические публикации.

На фоне изобилия публикаций по мезокайнозойским образованиям Малого Кавказа весьма ограничены исследования пород палеозойского возраста, слагающих доюрский кристаллический фундамент Малого Кавказа. Эта ограниченность исследований и публикаций в значительной степени вызвана тем, что породы доюрского фундамента имеют небольшие выходы на дневной поверхности. Тем не менее, должно быть проведено всестороннее их исследование с целью получения максимальной информации по геологии глубинных слоев тектоно-магматических зон, особенно тех, которые характеризуются наличием месторождений Cu, Zn, Pb, Fe, Au и др. металлов различных генетических типов.

Геологическая позиция палеозойских отложений

В Лок-Гарабагской зоне Малого Кавказа, в пределах Шамкирского вулкано-тектонического поднятия, в верховьях рек Асрикчай и Ахынджачай выступают метаморфические сланцы доюрского основания, трансгрессивно перекрытые нижнеюрскими вулканогенно-осадочными отложениями с базальным конгломератом в основании.

Ш.А.Азизбековым (1952) выделены 4 пункта в пределах указанной зоны, где установлены коренные обнажения метаморфических сланцев и дана их петрографо-литологическая характеристика.

1.Первый выход, представленный почти вертикально залегающими кварцево-слюдисто-хлоритовыми и глинисто-серицитовыми сланцами, установлен в верховьях р.Асрикчай, вблизи сс.Чатах и Беюк Гышлаг (рис.1) На севере сланцы перекрываются нижнеюрскими эффузивами, подверженными интенсивному окварцеванию. Плохо различимый контакт этих пород на юге упирается в тектоническую зону широтного простирания, представленную базальным конгломератом, гальки которого состоят из диабазов, их туфов, окатанного кварца, глинистых сланцев и гранитов дзирульского типа. В разрезах ближайших вершин гор Товуздага и Гава-Тахана установлено, что конгломераты, покрывающие сланцы, являются основанием разреза нижнеюрских отложений.

2. Второй выход расположен западнее с.Чатах, на водоразделе рек Асрикчай и Ахынджачай. Падение сланцев здесь также крутое, аналогичное предыдущему. По составу эти породы ближе к филлитам. В южных пунктах сланцы графитизированы и оталькованы. Кровля сланцев определяется по залегающим на них кварцевым плагиопорфирам, а на севере – по туфам и слегка метаморфизованным глинистым прослоям.

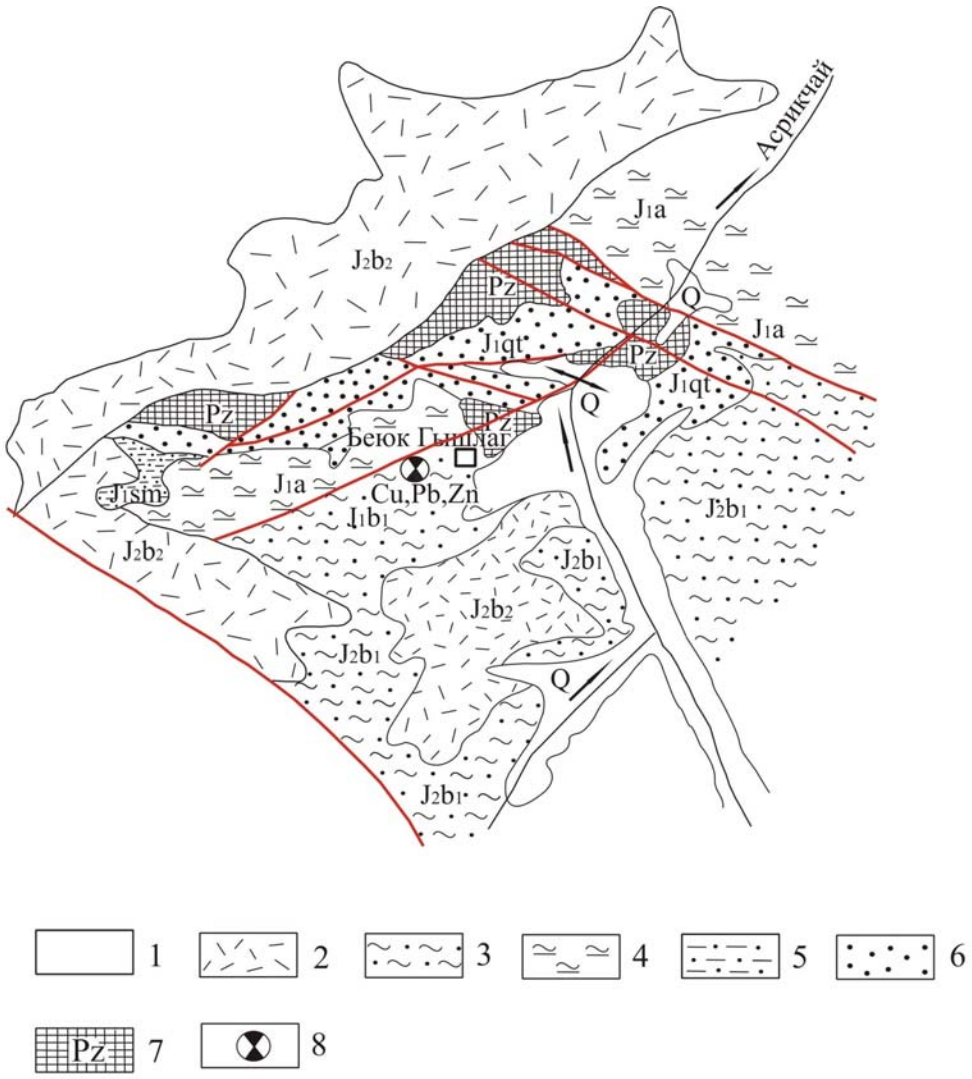


Рис. 1. Геологическая карта Асрикчайского кристаллического массива масштаба 1:50000, по Т.Аб.Гасанову (1961)

1 – современные отложения (Q), 2 – лавы и пирокластолиты риолитов и риолит-дацитов верхнего байоса (J_2b_2), 3 – чередование туфов, туфо-песчаников, аргиллитов нижнего байоса (J_2b_1), 4 – песчано-глинистые сланцы аалена (J_1a), 5 – песчаники с фацией синемюра (J_1sm), 6 – конгломераты, переходящие в верхах в серицит-кварцевые песчаники геттанга (J_1qt), 7 – метаморфизованные сланцы палеозоя, 8 – полиметаллическая (Cu, Pb, Zn) минерализация.

3. Третий выход находится к югу от ст.Ковляр, где представлен темно-серыми, брекчированными тонкополосчатыми сланцами с падением на запад и северо-запад.

4. Четвертый выход метаморфических сланцев установлен на правом склоне ущелья Джагирчай, у сел.Кюлляр. Слюдисто-кварцевые и хлоритовые сланцы обнажаются в ядре антиклинали СВ простирания, сложенной юрской вулканогенной толщей. Сланцы мощностью 8-10 м протягиваются в северо-восточном направлении.

Согласно более поздним исследованиям Г.М.Гасанова (1981), в районе с.Лазылар, в верховьях р.Дзегамчай, на площади в 25 кв.км выступают отложения карбонового возраста, ограниченные с севера и юга разломами, имеющие клиновидную форму протяженностью 7-8 км, при средней ширине в 3км (рис. 2).

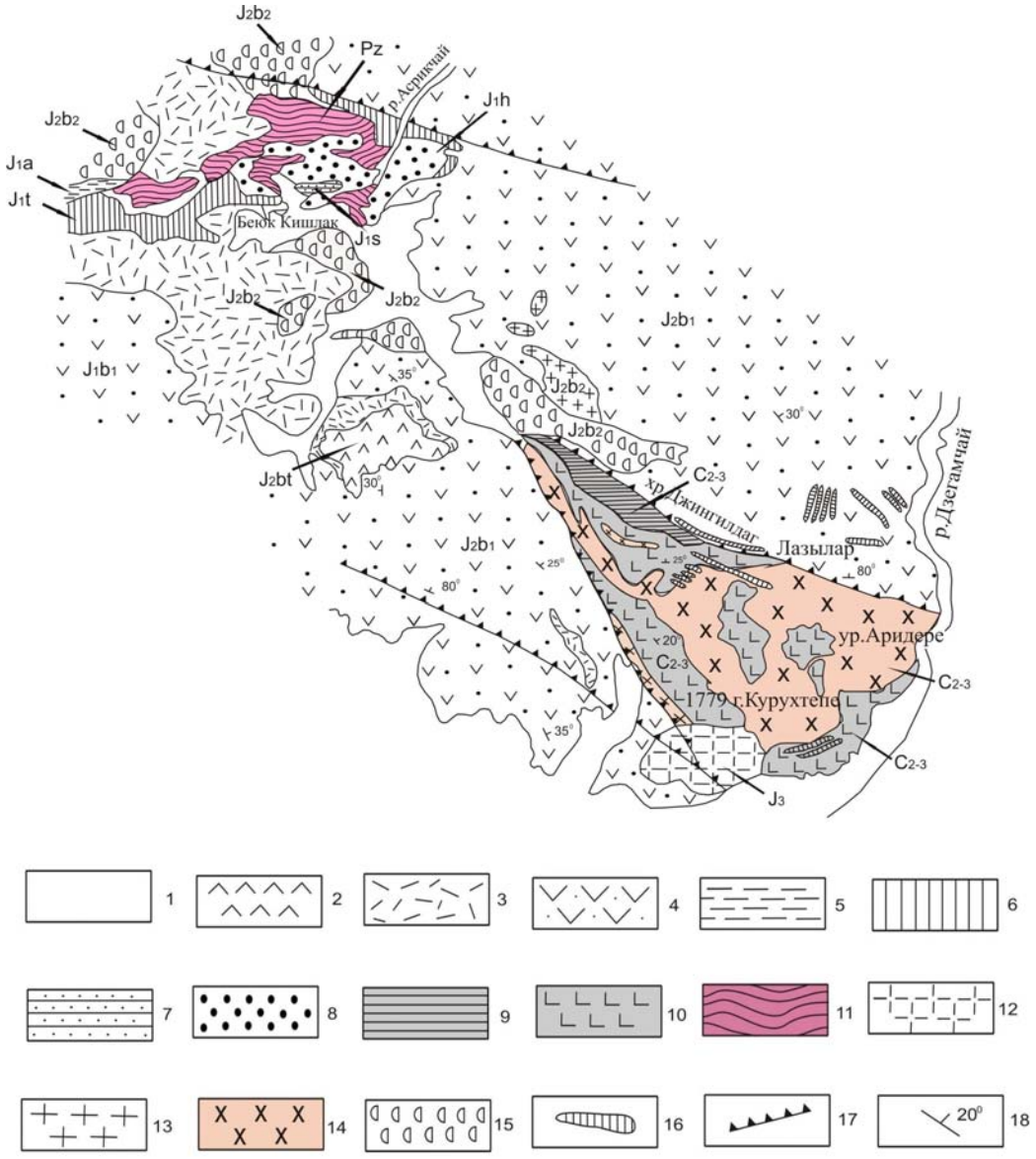


Рис. 2. Схематическая геологическая карта междуречья Дзегамчая и Асрикчая (по Г.М.Гасанову, 1972)

1 – современные и верхнечетвертичные отложения, аллювиальные и аллювиально-пролювиальные: суглинки, супеси, пески, галечники, валуны; 2 – батский ярус: плагиоклазовые и пироксеновые порфириты, лавобрекчии, вулканические брекчии и туффиты; 3 – верхнебайосский подъярус: потоки агломератовых лав, туфы, туффиты, туфобрекчии риолитов и риолит-дацитов с прослойками туфопесчаников, туфогравелитов и туфов; 4 – нижнебайосский подъярус: агломератовые лавы, лавобрекчии, туфоконгломераты, туфобрекчии, потоки диабазов, реже андезитов, переходящих в пачки туфогенных песчаников, алевролитов, туфов и туфогравелитов; 5 – ааленский ярус: песчано-глинистые сланцы и туфопесчаники; 6 – тоарский ярус: глинистые сланцы, сланцеватые, тонкоплитчатые алевролиты, содержащие конкреции пепловых туфов и туфоалевролитов; 7 – синемюрский ярус: песчаники с туфогенной примесью и прослоями известняков; 8 – геттангский ярус: базальные конгломераты с прослойками кварцевых песчаников, реже глинистых сланцев; 9 – средний и верхний карбон: туфогенно-осадочная толща: чередование туффитов, туфопесчаников, туфоалевролитов, алевролитов, глинистых сланцев и песчаников; 10 – средний и верхний карбон: вулканогенная толща, чередование разнообломочных туфов средне-основного состава с маломощными прослоями алевролитов и глинистых сланцев; 11 – эопалеозой: слюдисто-хлоритовые, серицитовые глинистые, кремнистые, кварцевые, глинисто-графитовые сланцы;

Интрузивные образования: 12 – верхнеюрские гранодиориты и кварцевые диориты; 13 – верхнебайосские плагиограниты; 14 – верхнепалеозойские пластовые инъекции сиенит-диоритов.

Субвулканические и жильные образования: 15 – верхнебайосские риолиты, риолит-дациты; 16 – дайки диабазов и андезитов; 17 – региональные разломы; 18 – элементы залегания пород.

Метаморфические сланцы в петрографо-литологическом аспекте достаточно хорошо изучены Ш.А.Азизбековым (1952). Согласно Ш.А.Азизбекову, краткое их описание приводилось и более ранними исследователями (Г.М.Смирнов, И.Н.Ситковский, В.Е.Пахомов, К.Н.Паффенгольц), относящих их к докембрию, а Э.Ш.Шихалибейли относит их к эопалеозою. В последующем, в 1969-1972 гг., район выходов доюрского фундамента детально картировался Т.Аб.Гасановым (1964) и Г.М.Гасановым (1972). В верховье р.Дзегамчай, западнее сел.Лазылар, Г.М.Гасановым (1981) в образцах, представленных во ВСЕГЕИ Н.Г.Вербицкой и в Институте геологии НАНА Г.М.Касумовой, определены характерные для карбона формы *Annularia sphenophilloides (Zenk) dutb* (средний и верхний карбон) и *Annularia Mikrophylla Souv* (средний карбон).

М.И.Рустамовым (2001, 2008) породы доальпийского фундамента сгруппированы в три комплекса, подвергшихся различной степени метаморфизма: нижний представлен гнейс-мигматитовыми, второй – метаморфическими сланцами и третий – молассовыми с вулканогенно-осадочными отложениями. Следует отметить, что ранее сланцы в бассейнах вышеуказанных рек М.Кавказа сравнивались то с аналогичными по составу и степени метаморфизма породами Дзирульского массива, то с выходами докембрия в Иранской плите. В последние десятилетия на базе новых данных возраст этих образований более конкретизирован.

Следует также отметить, что в Дзирульском, Храмском и Локском кристаллических массивах исследователями отмечается широкое развитие герцинских гранитоидов. Гальки доюрских гранитоидов в Лок-Агдамской зоне, в районе выступа палеозойских сланцев фундамента (верховья р.Асрикчай, Шамкирское вулкано-тектоническое поднятие) установлены в базальных конгломератах в основании фаунистически охарактеризованного синемюрского яруса нижней юры. Так, возраст гранитных обломков из конгломератов нижней юры по данным Р.Н.Абдуллаева (1969) соответствовал 320-340 млн. лет, а по более поздним данным Р.Н.Абдуллаева и др.(1979), Исмета А.Р. и др. (2003) варьирует в пределах 212-341 млн.лет, в среднем составляя 273 млн.лет, что отвечает верхнему палеозою.

По данным Р.Н.Абдуллаева и др. (1979), гальки представлены гранитом, плагиогранитом, гранит-порфиром светло-розоватого цвета и характеризуются массивной текстурой и свежим обликом. Они сложены преимущественно кварцем и калиевым полевым шпатом, меньше – плагиоклазом и биотитом, абсолютный возраст которых соответствует верхнему палеозою. В целом они рассматриваются как аналоги других известных выступов гранитоидов в Храмском, Локском и др. массивах, слагающих доальпийский кристаллический фундамент.

В последующем был определен и абсолютный возраст метаморфических сланцев в Гасансуинском массиве, аналоге Асрикчайского массива, который по Rb-Sr изохрону соответствует 300 млн. лет (Багдасарян и др., 1978), что хорошо увязывается с возрастом лейкократовых гранитов Локского выступа фундамента. Как отмечают И.П.Гамкрелидзе и Д.М.Шенгелия (2005), возможно, приведенные выше цифры отвечают возрасту позднегерцинского регионального метаморфизма. Данные изотопно-геохронологических определений отражают возраст разогрева сланцев под влиянием позднегерцинских гранитоидов, обломки которых установлены в конгломератах низов юрских отложений. Можно согласиться с интерпретацией цифровых данных указанными авторами и принять возраст метаморфизма позднегерцинским. Однако это одновременно свидетельствует о том, что возраст самих пород, подверженных метаморфизму, значительно древнее – он может быть и раннегерцинским, догерцинским и вообще докембрийским. Поэтому на сегодняшний день, принимая возраст метаморфизма герцинским, возраст подверженных метаморфизму пород надо оставить открытым.

Согласно исследователям, Асрикчайский и Ахумский (р.Гасан-су) выходы метаморфических сланцев являются слабо метаморфизованной верхней частью кристаллического фундамента Лок-Агдамской тектонической зоны Малого Кавказа.

Г.М.Гасанов и А.Б.Мамедов (2002) выделяют в отложениях карбона 2 толщи: нижнюю вулканомиктовую и верхнюю туфогенно-

осадочную, общей мощностью 320 м, представленные переслаиванием интенсивно рассланцованных, метаморфизованных осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород – алевролитов, туфопелитов, туфоалевролитов, туфопесчаников, аргиллитов, кристаллолитокластических туфов, туфобрекчий и т.д. Туфы – в основном андезитового и андезибазальтового состава, литокласты в них представлены дацитом, андезибазальтом, базальтом и т.д., кристаллокласты – пироксенами, плагиоклазами, кварцем, рудными минералами. Нижняя вулканомиктовая толща (средний карбон) здесь пронизана многочисленными пластовыми инъекциями кварцевых сиенит-диоритов мощностью от первых метров до 50 м, а верхи верхней туфогенно-осадочной толщи отличаются среди пород резким преобладанием осадочных образований.

Как показывает краткий обзор проведенных исследований, ряд кардинальных вопросов геологии доальпийского фундамента азербайджанской части Восточного Кавказа пока остается нерешенным. В этом аспекте исследования ряда важных для петрологии и рудообразования вопросов, таких как петрохимия, геохимия и металлогения доюрского фундамента Лок-Гарабагской структурно-формационной зоны Малого Кавказа представляют как научный, так и практический интерес.

Задача исследований

Лок-Гарабагская тектоно-магматическая зона Малого Кавказа на альпийском этапе развития характеризуется широким развитием эндогенных рудных месторождений Pb, Zn, Cu, Au, Fe и др. металлов различного генетического типа. В настоящей статье рассмотрены: геохимические особенности метаморфических сланцев и вулканогенно-осадочных пород доюрского фундамента, содержание и распределение в них благородных элементов с целью установления металлогенической специализации и возможной рудоносности пород доюрского фундамента Лок-Гарабагской зоны; возможная их роль как источника конкретных металлов в месторождениях мезозойского возраста, широко представленных в указанной тектоно-магматической зоне.

Методы исследований

Проведены маршрутные исследования и отбор проб из различных типов пород кристаллического фундамента: из метаморфических сланцев раннего палеозоя, вулканогенно-осадочных пород карбонового возраста, изготовлены шлифы, аншлифы; произведены силикатные анализы, определены содержания и закономерности распределения благородных и цветных металлов.

Анализы на золото, серебро и металлы платиновой группы проводились в Институте геологии Национальной Академии наук Азербайджана атомно-абсорбционном спектрофотометром фирмы «Перкин-Элмер», модель 800 под руководством Н.Садыгова. Результаты анализов проверены Государственным Стандартом (РУС-1, РУС-2).

Для определения низких содержаний Au ($n \cdot 10^{-5} – n \cdot 10^{-7}$ %) применялся метод ААС с электротермической атомизацией. Последний позволяет снизить предел обнаружения Au на один-два порядка по сравнению с определением в пламени. Определение атомного поглощения велось по линии золота 242,8 нм. Спектральная ширина щели соответствовала 0,7 нм. В качестве источника постоянного излучения использовались лампы с полым катодом и более яркие двухразрядные.

Для определения Au большое значение имеет представительность навески, что определяется числом и размером присутствующих частиц Au, характером их распределения, составом, механическими свойствами и степенью измельчения пробы. При работе методом ААС для определения микросодержаний Au использовались навески в 5 г. Работа с большими навесками усложняет подготовку пробы к измерению, при недостаточной же навеске повышается погрешность. Для материала с тонкодисперсным Au погрешность неоднородности меньше погрешности метода ААС, и навеска в 5 г принималась как представительная. Шкалу эталонных растворов готовили с содержаниями Au: 0; 0,025; 0,05; 0,10; 0,25 и 0,50 мкг в 2 М HCl. Экстрагирование Au проводилось так же, как при анализе пробы. Стандартный раствор готовили из металлического Au растворением его в царской водке с последующим разбавлением раствора

водой. Для получения разбавленных растворов разведение производили в 2 М HCl. В присутствии восстановителей Au легко выделялось в осадок.

Остальные металлы – медь, цинк, свинец и др. количественно определялись атомно-абсорбционным и рентгено-спектральным методами.

Петрографическое описание исследованных пород

Исследованные породы по составу резко отличаются, образуя две группы: кристаллические сланцы предположительно раннепалеозойского и осадочные породы верхнепалеозойского (карбон) возрастов. В первой группе исследователями выделяются различные фациальные разновидности: слюдисто-хлорито-кварцевые сланцы, слюдисто-кварцевые сланцы, серицито-глинистые сланцы, кремнистые сланцы. Во второй группе – осадочные породы различного петрографического состава.

Породы первой группы

Слюдисто-хлорито-кварцевые сланцы. Структура: гранобластовая, мозаичная.

Порода состоит в основном из кварца и подчиненного количества хлорита, мусковита, серицита, биотита, рудного минерала (пирит, магнетит), редко полевого шпата, апатита, чешуек графита, встречаются также и единичные зерна циркона.

Кварц. В породе довольно много кварца – это мелкозернистые, изометричные, округлые, редко угловатые полигональной формы, в совокупности напоминающие мозаику зерен, плотно соприкасающихся друг с другом. Встречаются гнезда и жилки, инъекционное происхождение которых не вызывает сомнения.

Хлорит. Содержание хлорита меньше, чем кварца, он представлен зелеными чешуйками различных размеров и листочками со слабым плеохроизмом. Чешуйки иногда параллельно ориентированы, образовывают полосы и линзы.

Мусковит. Количественно уступает хлориту, представлен в виде чешуек и листочков, бесцветных, иногда слабо зеленоватых. В ассоциации с ним, но в меньшем количестве встречается хлорит в виде удлиненных и изогнутых листочков.

Серицит. Образует мелкочешуйчатый агрегат.

Биотит. Темно-коричневый с нормальным плеохроизмом, представлен вытянутыми по сланцеватости тонкими чешуйками разной величины, чаще он мелкочешуйчатый.

Рудный минерал. Мелкой сыпью распределен по всей породе, местами образует крупные скопления в виде пятен.

Слюдисто-кварцевые сланцы. Структура: гранолепидобластовая. Текстура плойчато-полосчатая.

Порода состоит в основном из кварца и слюды с рудным минералом, образующих полосы. В состав породы входят также полевой шпат, биотит, хлорит, магнетит, единичные зерна ортоклаза и вкрапленники пирита. Полосчатая структура вызвана чередованием кварцевых полос со слюдой с рудными полосами. Слюдистые прослои собраны в мелкие складки, наблюдаются чередования слюды с рудными прослоями. Полосы, состоящие из слюды с рудой, имеют лепидобластовую структуру, полосы состоящие из кварца – гранобластовую. В результате чередования полос образуется плойчато-полосчатая текстура.

Кварц – в скрещенных николях ясно вырисовывается чередование полос мелкозернистого и крупнозернистого кварца. Зерна более или менее изометричные. Величина зерен различная, более крупные кристаллы обнаруживают волнистое погасание. Иногда жилки и полосы кварца секутся другими, по-видимому, более поздними инъекциями, иногда он распылен в чешуйках слюды в виде мелких изометричных зерен.

Плагиоклаз представлен неодинаковыми по величине и в различной степени измененными пелитизированными и серицитизированными кристаллами, степень изменения их небольшая, имеются более или менее свежие полисинтетически сдвойникованные индивиды.

Мусковит в виде листочков, чешуек и пластиночек совместно с мелкочешуйчатым серицитом и рудой образует самостоятельные полосы.

Биотит представлен преимущественно мелкими чешуйками с нормальным плеохроизмом, приурочен к слюдяным полосам.

Рудный минерал вытягивается линиями, подчеркивая выраженную полосчатую текстуру.

Серицито-глинистые сланцы. Структура: бластопелитовая. Текстура: слоистая пятнистая.

Порода состоит из пелитов, углистого (графит) вещества, серицита, кварца и рудного минерала, а также прожилков и скоплений более крупнозернистого кварца. Бедные глинисто-углистым веществом участки обогащены серицитом, хлоритом и редкими листочками мусковита. Параллельное расположение пелитов, глинисто-углистого вещества и серицита с рудными минералами придает породе сланцеватую текстуру.

Кремнистый сланец. Структура: гипербластовая. Текстура: полосчатая.

Главным минералом является кварц, который образует отдельные полосы. В скрещенных николях ясно вырисовывается чередование полос мелкозернистого и крупнозернистого кварца, в небольшом количестве серицита, рудного минерала и кальцита. Рудный минерал вытягивается линиями, подчеркивая слабовыраженную слоистую текстуру и ассоциирует с серицитом и глинистым веществом.

Кальцит встречается в виде вкрапленников почти темно-серого цвета, с примесью тонкораспыленного графита.

В сланцах встречаются кварцевые жилы, представленные почти мономинеральной кварцевой породой с небольшой примесью бесцветного серицита – тонких скоплений мелких чешуек. Кварц разной величины, преимущественно крупный, местами с волнистым погасанием, иногда он раздроблен и имеет мозаичное строение. Крупные зерна кварца (порфиробласты) разбиты неправильными трещинками, выполненными рудным веществом и хлоритом.

Породы второй группы

Алевритисто-кремнистая порода. Основная масса сложена микрокристаллическими зернами кварца, полевых шпатов, редко циркона и аморфного кремнистого вещества. В средней части породы отмечается полоса, сложенная глинистым сланцем, в которой глинистые прослои чередуются прослоями с обильной алевритовой примесью.

Алевролит. Порода состоит из перлитовой массы, в которую погружены обломочные алевритовые зерна кварца размером от 0,01 до 0,1 мм, и небольшого количества слюды и полевого шпата.

Литокластический туф. Порода сложена из окатанных, полуугловатых обломков андезита, андезибазальтовых пород, редко минералов плагиоклаза и пироксена. Цементная масса представлена туфовым материалом, который участками девитрицирован.

Кристаллолитокластический туф. Порода сложена из угловатых, полуугловатых базальтовых, андезибазальтовых и андезитовых пород и минералов плагиоклаза и пироксена, погруженных в цементную массу. Обломки пород по количеству преобладают над минералами и составляют 70-80% общего объема пород. Цементная масса представлена хлоритовым веществом, являющимся продуктом девитрификации вулканического стекла.

Результаты геохимических исследований

Как следует из геологической карты схемы крупного масштаба, выходы сланцев разобщены, такую же разобщенность пород мы наблюдаем при определении содержаний золота и серебра в породах. Так, у селений Чатах и Беюк Гышлак содержание золота в сланцах составляет в среднем 0,14 и 0,06 г/т при кларке в глинистых сланцах 0,001 г/т, что на два порядка выше кларка. Однако на участке Беюк Гышлак при колебании содержаний от 0,03 до 0,09 г/т ряд анализов дал результат менее 0.01 г/т. Причина такого резкого уменьшения содержаний золота не ясна – породы по химическому и минеральному содержанию не имеют существенных отличий, наоборот, в образцах с пониженным содержанием золота визуально устанавливается угли-

стое вещество, правда в незначительном количестве, но все же его должно было бы быть скорее больше, чем в неуглистых сланцах. Исследователями (Т.Аб.Гасанов, Г.Гасанов) отмечается, что углистые сланцы составляют низы сланцевой толщи, безуглистые – верхние слои. С другой стороны, другая группа исследователей отмечает, что метаморфизму в самой слабой форме подвержены самые верхи сланцевой толщи. Неравномерное распределение золота на различных участках развития сланцев, вероятно, связано с различной степенью воздействия метаморфизма, которому подверглись указанные породы. В литературе по золоту приводятся многочисленные примеры перераспределения золота в результате дислокационных процессов или температурного воздействия магматических образований на вмещающие породы.

Следует отметить, что сильная вариация содержания золота в сланцах отмечена и в других регионах. Так, в рифейских кварц-хлорит-биотитовых, углеродисто-кремнистых, серицит-хлоритовых сланцах и др. типах пород, подверженных метаморфизации в Приенисейской зоне Енисейского кряжа, установлено содержание золота от нуля до 2,8 мг/т (Миронов, Ножкин, 1978). Авторы объясняют это явление выносом и миграцией золота с дальнейшим переотложением на локальных участках и образованием повышенных содержаний золота, вплоть до рудных концентраций (стр.165). В этом аспекте низкие содержания Au в сланцах, не превышающие 0,001 г/т (пробы 6/10, 8/10, 9/10), а также в кварцах и слюде (пробы 36/10, 37/10 и 38/10) сланцев может быть объяснено их выщелачиванием. Характерно, что наряду с золотом серебро в указанных пробах содержится в низких количествах. Обращает внимание также то, что в одних и тех же пробах в ряде случаев золото выщелачивается в значительно большем количестве, чем серебро (табл.1). Отсутствие четкой зависимости (корреляции) выноса золота относительно участка сел.Беюк Гышлаг на хр.Чынгыллы, где развиты алевролиты и туфы верхнего палеозоя (карбон), может свидетельствовать о слабой степени или полном отсутствии воздействия метаморфических процессов на указанные породы. В плане рудоносности нижнепалеозойские сланцы более предпочтительны, чем верхнепалеозойские.

В исследованных кристаллических сланцах обращает внимание содержания Pt и Pd, наиболее распространенных элементов платиновой группы, куда входят также рутений, осмий, иридий, родий.

Содержание Pt в сланцах составляет в среднем 0,08 г/т при кларке в глинистых сланцах 0,03 г/т, что почти в три раза выше кларка. Еще более контрастно содержание элемента платиновой группы – палладия. В сланцах содержание Pd – 0,046, тогда как кларк его составляет 0,0005 г/т, т.е. в сланцах содержание Pd на три порядка выше, чем в аналогичных типах пород. Эти данные вкупе с высоким содержанием золота в сланцах могут быть рассмотрены как типоморфная геохимическая особенность кристаллических сланцев Асрикчайского массива доюрского фундамента Малого Кавказа.

Более обоснованные выводы можно будет сделать при специализированных исследованиях золото-платиноносности сланцевых отложений. Полученные предварительные данные (табл.1,2) уже представляют интерес для постановки новых тематических исследований. Следует также отметить, что согласно многочисленным литературным данным, выделяются три генетических типа промышленных месторождений: 1) собственно-магматический тип месторождений в ультраосновных породах; 2) собственно-магматический тип месторождений, связанный с основными породами, и 3) россыпные месторождения. Последующие исследования (Чернышев и др., 2003) показали, что платина или элементы платиновой группы содержатся в различных типах пород, однако все они в конечном этапе являются производными либо основной, либо ультраосновной магмы.

Согласно данным А.Г.Бетехтина (1956), минералы, входящие в подгруппу самородной платины, представлены большим числом минеральных видов и их разновидностей, представляющих твердые растворы металлов Pt, Fe, Ir, Pd, Ru, иногда Ni, Cu, изредка Au, Os, Sn, а также Pb, Zn, Ag,Co и др. Все шесть элементов платиновой группы при общих признаках как в физическом, так и химическом отношении, являются элементами с максимальным атомным весом в триадах Pt и Pd и

ведут себя резко отлично от группы Ru и Os, а элементы Rh и Ir, занимая промежуточное положение, играют двойственную роль: они, с одной стороны, образуют химические соединения переменного состава с элементами Ru и Os, а с другой – входят в состав твердых растворов с Pd и Pt нередко вместе с Fe, Ni, Cu и др., в том числе с золотом, серебром и другими элементами, что было отмечено выше. Из всех этих минеральных видов, согласно А.Г.Бетехтину, наиболее распространенными в земной коре являются поликсен (Pt, Fe) и палладистая платина.

Таблица 1

Содержание благородных металлов в палеозойских отложениях фундамента Малого Кавказа в Асрикчайском массиве (г/т)

№ проб	Место взятия	Породы, минералы	Au	Ag	Pt	Pd
1/08	с.Б.Гышлаг	Сланец, хлорит-слюдисто-кварцевый	0,19	0,12	0,09	0,02
2/08	Pz_1	Сланец, слюдисто-кварцевый	0,08	0,72	0,05	0,01
3/08	“	Сланец, серицит-кварцевый	0,17	0,34	0,08	0,07
4/08	“	Сланец, слюдисто-кварцевый	0,09	0,76	0,09	0,09
5/08	“	Сланец, кремнисто-кварцевый	0,16	0,44	0,04	0,04
1/10	с.Чатах	Сланец, хлорит-кварцевый	0,03	0,08	0,03	<0,01
2/10	Pz_1	Сланец, слюдисто-кварцевый	0,08	0,06	0,02	<0,01
4/10	“	Сланец, слюдисто-кварцевый	0,05	0,07	0,06	0,02
5/10	“	Сланец, хлорит-кварцевый	0,09	<0,01	0,05	0,02
6/10	“	Сланец, глинисто-серицитовый	<0,01	<0,01	0,04	0,02
8/10	“	Сланец, глинисто-серицитовый	<0,01	<0,01	0,05	0,02
9/10	“	Сланец, кремнистый	<0,01	<0,01	0,04	<0,01
Среднее			0,10	0,28	0,05	0,03
20/10	с.Лазылар	Алевролит, окремненный	0,06	0,08	0,05	<0,01
21/10	Хр.Чынгылдаг	Туф, литокластический	0,09	0,07	0,06	0,02
22/10	Pz_3	Алевролит, окремненный	0,05	0,09	0,04	0,02
23/10	“	Туф, литокластический	0,07	0,07	0,04	0,02
24/10	“	Алевролит	0,05	0,08	0,07	<0,01
25/10	“	Туф, кристаллолитокластический	<0,01	<0,01	0,06	0,02
25/10a	“	Туф, кристаллолитокластический	<0,01	<0,01	0,05	0,015
Среднее			0,05	0,06	0,02	<0,01
3/10b	с.Чатах	Кварц, жильный, в сланцах	0,09	0,07	0,04	0,02
3/10c	Pz_1	-“-	0,02	0,06	<0,01	<0,01
7/10	“	-“-	0,06	<0,01	0,01	0,01
36/10	“	Слюда из сланца	<0,01	0,07	0,02	0,02
37/10	“	Кварц из сланца	<0,01	0,06	<0,01	<0,01
38/10	“	Кварц из сланца	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Кларки	Глинистые сланцы	По данным ИМГРЭ, Москва, 1999	0,001	0,07	0,03	0,005
	Земная кора		0,003	0,073	0,003	0,009

В этом аспекте интересно рассмотреть также распределение других рудных элементов. Обращает внимание (табл.2), что средние содержания Pb, Zn, Cu, Mo, Co, Cr, Ni в сланцах нижнего палеозоя и туфах и алевролитах верхнего палеозоя (карбон) практически одинаковые. При этом, содержание Pb, Mo – кларковое, но Zn в 2 раза, Cu – почти в 3 раза, Co – в 4 раза, Ni – в 2 раза, Cr – в 2,5 раза ниже их кларка в однотипных породах, а также земной коры. Характерно, что в кварце из сланцев и кварцевых прожилках содержание указанных элементов не отличается от таковых в сланцах. Можно полагать, что резко пониженные содержания рудных элементов в породах и минералах вызваны их выносом и переотложением, обусловившими формирование минерализованных зон или рудопроявлений.

Таблица 2

Содержание рудных элементов в палеозойских отложениях фундамента Малого Кавказа в Асрикчайском массиве (г/т)

№ проб	Место взятия	Породы, минералы	Pb	Zn	Cu	Mo	Co	Ni	Cr
1/08	с.Б.Гышлаг	Сланец, слюд.-кварц.	11	44	21,5	2,4	4	33	36
2/08	Pz_1	Сланец, хл.-слюд.-кварц.	9	34	18,7	1,5	7	25	34
3/08	“	Сланец, серицит-кварц.	14	38	17,4	2,1	3	37	42
4/08	“	Сланец, слюд.-кварц.	8	37	15,6	1,4	5	38	34
5/08	“	Сланец, кремн.-кварц.	12	41	16,2	1,7	4	41	28
1/10	с.Чатах	Сланец, хл.-кварц.	14	60	18,7	2,1	4	12	27
2/10	Pz_1	Сланец, слюд.-кварц.	12	62	21,3	2,4	3	9	24
4/10	“	Сланец, слюд.-кварц.	10	33	19,2	2,0	6	26	35
5/10	“	Сланец, хл.-кварц.	9	35	15,1	1,1	3	36	34
6/10	“	Сланец, глин.-серицит.	11	40	15,8	1,9	5	29	40
8/10	“	Сланец, глин.-серицит.	10	39	17,8	1,4	5	31	39
9/10	“	Сланец, кремнистый	9	65	21,7	2,1	4	33	35
Среднее			10,7	35,6	18,2	1,8	4,4	29	34
20/10	с.Лазылар	Алевролит, окремненный	14	61	19,6	1,9	5	31	28
21/10	хр.Чынгылдаг	Туф, литокластический	12	41	19,3	2,1	7	28	37
22/10	Pz_3	Алевролит, окремненный	10	37	20,3	1,9	5	25	39
23/10	“	Туф, литокластический	9	39	19,9	2,0	4	26	40
24/10	“	Алевролит	11	42	18,9	1,9	8	29	39
25/10	“	Туф, кристалло-литокластический	9	33	17,6	1,6	4	33	35
25/10а	“	Туф, кристалло-литокластический	10	35	18,5	2,1	6	36	37
Среднее			10,7	36,5	19,1	1,9	5,6	29,7	36
3/10б	с.Чатах	Кварц, жильный, в сланцах	9	64	22,5	2,9	5	10	26
3/10с	Pz_1	-“-	8	36	14,8	1,2	4	34	37
7/10	“	-“-	15	61	19,3	2,3	6	31	39
36/10	“	Слюда из сланца	9	37	19,5	2,0	6	32	25
37/10	“	Слюда из сланца	8	33	18,7	1,6	5	29	29
38/10	“	Кварц из сланца	15	40	21,7	2,0	6	9	15
Кларки	Глин. сланцы	По данным ИМГРЭ, Москва,1999	15	95	55	1,5	19	70	90
	Земная кора		12	68	53	1,2	23	56	93

Заключение

Анализ распределения металлов в кристаллических сланцах показывает, что для указанных типов пород характерно повышенное содержание золота и палладия, превышающее их кларки в сотни раз. В небольшом количестве выше кларка также содержание серебра и платины.

Можно предполагать следующие два варианта их источника.

1. В районе развития палеозойских сланцев широко представлены верхнебайосские вулканиты, с субвулканической фацией которых в смежных структурах тектоно-магматической зоны связаны золото-медноколчеданные месторождения промышленного значения. Естественно, что часть гидротерм могла проникнуть по трещинам в сланцы, как благоприятные отложения для рудообразования.
2. Сланцы изначально были обогащены золотом в процессе седиментогенеза. В последующих процессах метаморфизма, несмотря на слабое его проявление, часть золота выносилась из сланцев и переотлагалась, в результате чего наблюдается его неравномерное распределение. Благоприятные зоны рудоотложения могли привести к концентрации золота в сланцах в промышленных кондициях.
3. Исходя из вышеизложенного, можно утверждать, что исследования по золото-платиноносности палеозойских сланцев фундамента представляют не только научный, но и практический интерес.
4. С учетом полученных предварительных данных, считаем необходимым расширение исследований по золото-платиноносности палеозойских отложений фундамента Малого Кавказа.

Авторы выражают благодарность д.г.-м.н. В.Г.Рамазанову и к.г.-м.н. Г.Гасанову за содействие в подготовке данной статьи.

ЛИТЕРАТУРА

АБДУЛЛАЕВ, Р.Н. 1969. Корреляционные схемы интрузивных комплексов Азербайджана. В материалах I регион. петрографического совещания по Кавказу, Крыму и Карпатам. Изд.ЦККП Грузии, Тбилиси, 115-121.

АБДУЛЛАЕВ, Р.Н., ИСМЕТ, А.Р., БАГИРБЕКОВА, О.Д., АБДУЛЛАЕВ, И.А. 1979. Возрастное расчленение магматических образований М.Кавказа по K-Ar методу. Элм. Баку.

АЗИЗБЕКОВ, Ш.А. 1952. Кембрий-докембрий Азербайджана (кристаллические сланцы). В кн.: *Геология Азербайджана, т.Петрография*, Изд.АН. Азерб.ССР, Баку.

БАГДАСАРЯН, Г.П. и др. 1978. Сравнительное изучение возраста древних метаморфических сланцев бассейна р.Ахум (Арм.ССР) K-Ar и Rb-Sr методами. В кн.: *Геохронология Вост.Европейской платформы и ее сочленение с Кавказско-Карпатской системой*, Наука, Москва, 47-56.

БЕТЕХТИН, А.Г. 1956. Курс минералогии. Государственное научно-техническое издательство литературы по геологии и охране недр. Москва.

ГАСАНОВ, Г.М. 1981. Геологическое строение и закономерности размещения эндогенного оруденения западной части Сомхито-Агдамской зоны М.Кавказа. Автореферат канд.диссертации. Баку.

ГАСАНОВ, Г.М., 1972. Сводный отчет. О результатах поисково-съемочных листов К-38-116-А «Тауз» и К-38-116-В «Беюк-Кишлак» (Северная половина) в масштабе 1:50 000 по работам Западно-Предгорной ПСП – за 1963-70 гг. ТГФ. Баку.

ГАСАНОВ, Г.М., МАМЕДОВ, А.Б. 2002. Стратиграфический очерк среднего и верхнего (?) карбона, распространенного в СВ части М.Кавказа. В кн.: *Геология Азербайджана, т.1. Докембрий и палеозой*, Nafta-Press, Баку.

ГАСАНОВ, Т.Аб. 1964. Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Ахынджачай – Дзегамчай. Кандидатская диссертация. Фонды Ин-та геологии. Баку.

ГАСАНОВ, Т.Аб. 1985. Офиолиты Малого Кавказа. Недра. Москва.

ГАМКРЕЛИДЗЕ, И.П., ШЕНГЕЛИЯ, Д.М. 2005. Докембрийско-палеозойский региональный метаморфизм, гранитоидный магматизм и геодинамика Кавказа. Научный Мир. Москва.

ИСМЕТ, А.Р., ГАСАНОВ, Р.К., АБДУЛЛАЕВ, И.А. и др. 2003. Радиогеохронологические исследования геологических формаций Азербайджана. Nafta-Press. Баку.

МИРОНОВ, А.Г., НОЖКИН, А.Д. 1978. Золото и радиоактивные элементы в рифейских вулканогенных породах. Наука. Новосибирск.

РУСТАМОВ, М.И. 2008. Геодинамика и магматизм Каспийско-Кавказского сегмента Средиземноморского пояса в фанерозое. Автореферат докторской диссертации. Баку.

РУСТАМОВ, М.И. 2001. Магматизм палеозойского субстрата Азербайджана. В кн.: *Геология Азербайджана, т.III, Магматизм*, Nafta-Press, Баку, 8-22.

СРЕДНИЕ СОДЕРЖАНИЯ химических элементов в главных типах горных пород, почвах и земной коре. 1999. В кн.: *Требования производству и результатам многоцелевого геохимического картирования м-ба 1:1000000*. ИМГРЭ, Москва,

ЧЕРНЫШЕВ, Н.М., МОЛОТКОВ, С.П., РЕЗНИКОВА, О.Г. 2003. Золото-платиноносность главнейших типов железорудных формаций мира (информационно-аналитический обзор). *Вестник Воронежского университета, Геология*, 2.

РАЗРАБОТКА НЕФТЯНЫХ И ГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

© М.Т.Абасов, Р.А.Мусаев, А.И.Асадов, Р.Г.Аллахвердиева, 2011

ИССЛЕДОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ И РАСТВОРА ПОВЕРХНОСТНО-АКТИВНОГО ВЕЩЕСТВА НА КОЭФФИЦИЕНТ ВЫТЕСНЕНИЯ НЕФТИ ВОДОЙ

М.Т.Абасов, Р.А.Мусаев, А.И.Асадов, Р.Г.Аллахвердиева

Институт геологии НАН Азербайджана
AZ1143, Баку, просп. Г.Джавида, 29А

В статье рассмотрено влияние электрического поля и растворов поверхностно-активных веществ на межфазное натяжение, адсорбцию, десорбцию и на коэффициент вытеснения нефти из сильноглинистой модели пласта.

На основании совокупности проведенных экспериментов установлено, что путем направленного воздействия внешнего электрического постоянного поля с регламентированными параметрами можно существенно увеличить значение коэффициента нефтеотдачи низко-проницаемых пластов, в частности высокоглинистых коллекторов кирмакинской свиты.

Известно, что одним из возможных перспективных путей увеличения нефтеотдачи пластов является применение физико-химических и физических методов воздействия на пласт. В этой связи представляет определенный интерес исследование совместного влияния раствора поверхностно-активного вещества (ПАВ) и поля электрического тока на коэффициент вытеснения нефти водой.

Внедрение ПАВ в пласт связано с изменением межфазного натяжения на границе закачиваемого раствора и пластовой нефти, адсорбцией его молекул на поверхности зерен породы, составляющей пористую среду, и их десорбируемостью в процессе разработки. Эти поверхностно-молекулярные явления в продуктивном пласте представляют собой сложную совокупность физических, химических и физико-химических процессов. Поэтому предварительно изучено влияние электрического поля на межфазное натяжение, адсорбцию и десорбцию различного типа ПАВ.

Эксперименты проводились на специально собранной установке, позволяющей производить измерения как в постоянном, так и в переменном электрическом поле.

В качестве ПАВ использованы неионогенный алфенол, катионоактивный дмабах и анионоактивная сульфокислота. Их растворы приготавливались в дистиллированной воде.

В процессе воздействия на пласт растворами ПАВ межфазное натяжение (σ) определяет дисперсность нефти в растворе, условия прилипания к твердым частицам капель воды и нефти, а также целый ряд других явлений, оказывающих большое влияние на взаимовытеснение жидкостей.

Результаты исследования влияния электрического поля на межфазное натяжение растворов ПАВ на границе неполярного керосина представлены на рис.1. Как видно из рис.1., при фиксированных значениях 50 В и 100 В течение постоянного тока через растворы алфенола и дмабаха практически не влияет на величину их межфазного натяжения на границе с керосином. Сопоставление кривых зависимостей $\sigma=f(c)$ для растворов анионоактивной сульфокислоты показывает, что изотермы межфазного натяжения относительно выше в случае электрических полей. При этом увеличение σ происходит более интенсивно при больших напряжениях тока. Причину увеличения σ можно объяснить ухудшением растворимости сульфокислоты в дистиллированной воде.

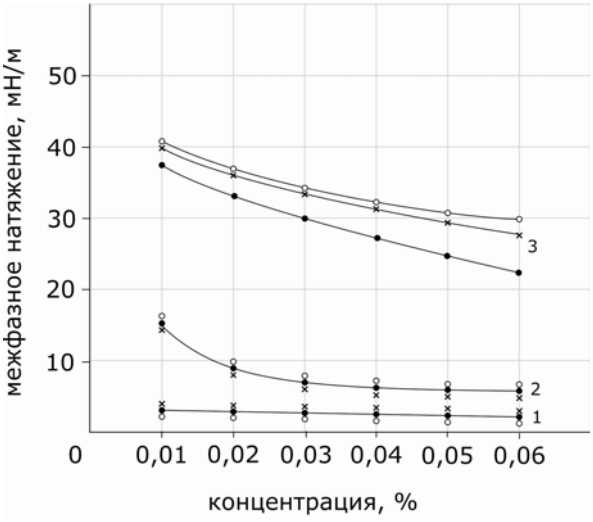


Рис. 1. Влияние постоянного электрического поля на межфазное натяжение растворов дмабаха (1), алфенола (2) и сульфокислоты (3) на границе с керосином.
••• в отсутствие тока; x x x - напряжение тока 50 В;
°°° напряжение тока 100 В

Изучено влияние электрического поля и минералогического состава адсорбента на динамику адсорбции и десорбции неионогенного алфенола. В качестве адсорбента были использованы кварцевый песок и порода из поверхностного обнажения кирмакинской свиты (КС) месторождения Балаханы. Выбор 0,05%-ной концентрации алфенола в дистиллированной воде для проведения опытов по динамической адсорбции определялся на основе критической концентрации мицеллообразования. Отметим, что адсорбция является экзотермическим процессом; температурный фактор оказывает влияние не только на сам процесс адсорбции ПАВ, но также на растворимость адсорбтива (Мусаев и др., 1970). Если растворимость адсорбтива растет с повышением температуры, то оба фактора действуют в одном направлении, и адсорбция ПАВ уменьшается. Если же его растворимость уменьшается, то один фактор противостоит другому, и адсорбция ПАВ может уменьшаться или увеличиваться в зависимости от того, какой из факторов преобладает.

В экспериментах изменение концентрации растворов ПАВ до и после адсорбции определялось по поверхностному натяжению. Метод определения концентрации исследованного ПАВ после адсорбции по данным измерений поверхностного натяжения, несмотря на то, что это вещество не является индивидуальным химическим соединением, широко применяется в практике и дает относительно небольшие расхождения по сравнению с другими известными методами.

На рис. 2. показано влияние постоянного и переменного электрического поля с напряжением 50В на величину адсорбции не диссоцирующего на ионы поверхностно-активного вещества алфенола при фильтрации его 0,05 %-ого водного раствора через кварцевый песок (кривые 1,2,3) и породы кирмакинской свиты (кривые 4, 5, 6). Как видно из представленных кривых зависимостей, с увеличением объема раствора, проходящего через модель, составленную из кварцевого песка, адсорбция молекул алфенола увеличивается и достигает предельных значений. Сопоставление кривых 1,2 и 3 показывает, что адсорбционная активность молекулы алфенола зависит от поля электрического тока. При наличии постоянного поля величина предельной адсорбции алфенола уменьшается. При воздействии же на модель пористой среды переменным током адсорбция увеличивается. При этом через адсорбент кварцевого песка профильтровано на 2,0 объема пор раствора больше, чем при отсутствии электрического поля. При использовании в качестве адсорбента породы кирмакинской свиты при наличии и отсутствии электрического поля величины предельных значений адсорбции не были достигнуты. Сопоставление представленных кривых зависимостей показывает, что при фильтрации одного и того же объема раствора величина равновесной адсорбции алфенола на породе кирмакинской свиты больше, чем на кварцевом песке. Большая его адсорбция из водного раствора на адсорбенте кирмакинской свиты связана с высокой удельной поверхностью и наличием в ней глинистых и карбонатных пород. Проведенными исследованиями (Мусаев и др.,1998) показано, что поверхность карбонатных частиц обладает меньшей степенью гидрофильности по сравнению с кварцем. Кроме того, карбонатные частицы обладают естественными микротрещинами. Наличие последних сильно увеличивает удельную поверхность. Поэтому течение постоянного и переменного тока практически не влияет на величину равновесной адсорб-

ции алфенола на поверхности зерен породы кирмакинской свиты.

Опыты по изучению влияния постоянного и переменного электрического поля на десорбцию адсорбированного ПАВ проводились фильтрацией дистиллированной воды через модель, составленную из кварцевого песка и породы кирмакинской свиты, при перепаде давлений 0,01 МПа.

Спустя сутки после достижения предельных или же равновесных величин адсорбции алфенола через модели фильтровалась дистиллированная вода; при этом происходила десорбция адсорбированных молекул алфенола. Анализ таблиц показывает, что десорбируемость молекулы неионогенного алфенола в условиях постоянного и переменного тока с поверхности адсорбента – кварца увеличивается соответственно на 9,5 и 12,8%. При этом стабилизированная величина десорбции достигается при фильтрации через модель 30 обьемов пор воды. Как показали исследования, при наличии постоянного и переменного электрических полей десорбируемость неионогенного алфенола с поверхности породы КС уменьшается соответственно в 2,39 и 2,22 раз. Сопоставление данных таблицы показывает, что при отсутствии электрических полей адсорбированные молекулы алфенола по сравнению с кварцем в большей степени десорбируются с поверхности зерен породы КС.

В работе были проведены четыре серии опытов по вытеснению нефти водой в различных условиях. Эксперименты проводились на специально сконструированной установке, позволяющей производить измерения постоянного электрического тока с учетом перепада давления. Корпус модели пласта был изготовлен из органического стекла в виде трубки длиной 1,0 м и диаметром 0,025 м с вмонтированными на входе и выходе электродами из нержавеющей стали. Пористая среда составлялась из породы кирмакинской свиты. Следует отметить, что кирмакинская свита – один из основных объектов разработки продуктивной толщи Абшеронского полуострова, содержащая большие запасы неизвлеченной нефти. Так, несмотря на завершение буровых работ, все горизонты КС характеризуются низким коэффициентом извлечения нефтяных запасов, не превышающим 30% (Абасов и др., 2007).

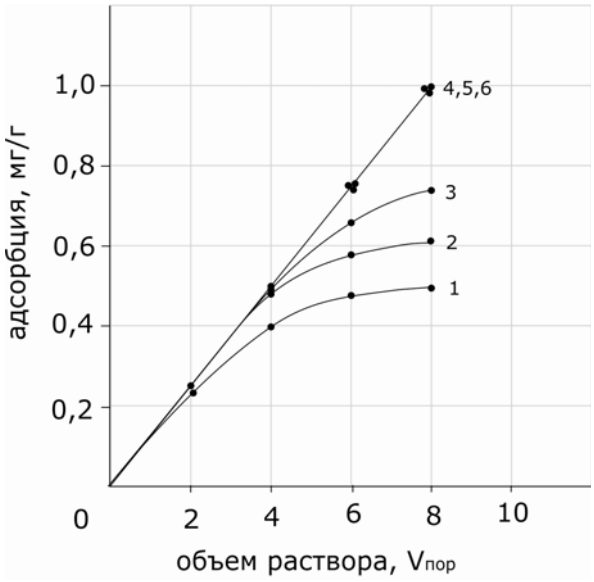


Рис. 2. Влияние постоянного и переменного электрического поля на величину адсорбции алфенола из раствора на различных адсорбентах. Адсорбция при наличии постоянного(1,4), переменного (3,5) и при отсутствии (2,6) тока на адсорбентах – кварце (1,2,3) и породе КС (4,5,6)

Влияние электрического поля на десорбцию алфенола с поверхности адсорбентов

Условия десорбции	Адсорбенты	Величины десорбции (мг/г) в зависимости от объема профильтрованной ($V_{пор}$) воды						Величины десорбции алфенола, %
		5	10	15	20	25	30	
в отсутствии тока	кварц	0,12	0,22	0,28	0,31	0,31	0,32	36,5
	порода КС	0,1	0,19	0,28	0,35	0,41	0,5	46,4
при постоянном токе	кварц	0,12	0,18	0,21	0,23	0,23	0,23	46,0
	порода КС	0,07	0,17	0,25	0,34	0,38	0,44	19,4
при переменном токе	кварц	0,19	0,27	0,34	0,36	0,36	0,37	49,3
	порода КС	0,15	0,26	0,36	0,45	0,50	0,53	20,9

В использованных экспериментах содержание глины и карбонатов в образцах породы составляло соответственно 27,0 и 14,7%. Во всех опытах вес песка в модели был постоянным. Это давало возможность получить модель пласта с практически равной пористостью(26-27%), проницаемостью (0,3мкм^2), что важно для воспроизводимости опытов. Для сопоставления результатов исследований опыты проведены на линейных моделях с близкой физической характеристикой, с одной нефтью и одинаковым перепадом давления (0,1 МПа).

Изготовленная согласно теории моделирования модель пласта вакуумировалась и насыщалась пластовой щелочной водой горизонта кирмакинской свиты. Она вытеснялась нефтью до тех пор, пока в выходящей из модели продукции не было следов воды. Оставшаяся вода считалась погребенной и ее содержание в породе кирмакинской свиты составляло в среднем около 18,0%. После замещения воды нефтью одноименного горизонта (месторождения Балаханы) с характеристиками: содержание нафтеновых кислот – 1,41%, акцизных смол – 27,2%, парафина – 0,3%, кислотное число – 2,1, плотность и вязкость при 20^{0}С – соответственно 890,0 кг/м^3 и 30,0 мПа•с, поверхностное натяжение на границе с щелочной пластовой водой – 19,0 мН/м нефтенасыщенность пористой среды составляла 82,0%.

В первой серии опытов нефть вытеснялась пластовой щелочной водой. Как видно из рис. 3, при вытеснении кирмакинской нефти пластовой щелочной водой при температуре 20^{0}С конечный коэффициент вытеснения составил 0,6, причем это было достигнуто за счет прокачки через модель пласта четырех поровых обьемов воды. Коэффициент безводного вытеснения нефти водой в этом случае был равен 0,3. Отметим, что анализ многочисленных литературных данных, в том числе (Сургучев, 1985), показывает, что коэффициент извлечения нефти из пласта по месторождениям в зависимости от геолого-физических параметров коллекторов, физико-химических свойств насыщающих пласт жидкостей в режиме разработки изменяется в пределах 0,1-0,70, в среднем не превышая 0,5. Одной из причин, приводящих к низкой нефтеотдаче пластов, следует считать наличие в нефтях поверхностно-активных компонентов, что приводит к образованию на границе нефть-порода слоев, обладающих свойствами, отличными от объемных. Поэтому кирмакинская нефть с большим содержанием высокомолекулярных поверхностно-активных компонентов увеличивает силы адгезии к твердой поверхности. Об энергии связи пленочной нефти с поверхностью породы можно судить по известному соотношению: $W= \sigma (1 – Cos \Theta)$, где W – работа адгезии; σ – межфазное натяжение; Θ – краевой угол избирательного смачивания.

В процессе вытеснения щелочная вода, проникая в поровое пространство модели пласта, выталкивает в первую очередь слабо связанные с твердой поверхностью слои кирмакинской нефти из больших пор, обходя малые. А остальная часть нефти застревает в местах, где она наиболее прочно связана с твердой поверхностью, в виде пленки, прилипших линз или капель (Гашимов, Мусаев, 1999). Кроме того, у стенок пор пористой среды нефть приобретает большую вязкость и упругость формы (Мархасин, 1977). Поэтому коэффициент вытеснения в данном случае не превышает величины 0,6. Вместе с тем чем больше поверхностная и механическая прочность адсорбированного слоя нефти, тем меньше ее деформируемость (Мархасин, 1977). При этом в процессе вытеснения активные компоненты нефти – нафтеновые кислоты, смолы и асфальтены химически не взаимодействуют с солями щелочной воды. Эти активные компоненты, адсорбируясь на поверхности зерен песка КС, усиливают адгезионные силы между нефтью и породой. Благодаря этому отрыв капельной и линзовидной нефти от твердой поверхности сильно затрудняется, а размеры частиц диспергированной нефти оказываются большими, чем поры пористой среды.

Во второй серии опытов кирмакинская нефть вытеснялась 0,05%-ым раствором аркопола. Следует отметить, что вытеснение нефти растворами поверхностно-активных веществ протекает по сложному механизму: распределение, массоперенос между нефтью и водой, адсорбция из обеих фаз, десорбция, образование и распад мицелл в зависимости от концентрации ПАВ и состава нефти. Выбор аркопола для исследований связан с тем,

что для целей увеличения нефтеотдачи пластов и темпов разработки нефтяных залежей в основном применяются неионогенные водорастворимые поверхностно-активные вещества. Эти вещества, сильно снижающие межфазное натяжение, улучшающие смачиваемость твердых поверхностей водой и имеющие большую скорость диффузии в значительной степени влияют на продолжительность отмывания пленочной нефти (Мусаев, Керимов, 2001).

Данные опытов по вытеснению кирмакинской нефти пластовой щелочной водой (рис.3, кривая 3) и 0,05%-ным раствором аркопола (рис.4 кривая 3) показывают, что коэффициент вытеснения в случае использования раствора выше. Закачивание через пористую среду четырех обьемов пор раствора позволило извлечь 66,0% нефти по отношению к начальной нефтенасыщенности. Обводнение получаемой продукции составило в среднем 99,0%.

При вытеснении за счет адсорбции величина межфазного натяжения на границе раздела кирмакинская нефть – раствор аркопола в пористой среде увеличивается до значения 15,0 мН/м, что недостаточно для перевода остаточной нефти в подвижное состояние; поэтому рост коэффициента вытеснения по сравнению с водой составляет около 5-6%. В пористой среде молекулы аркопола с меньшей молекулярной массой быстрее диффундируют к поверхности пленочной нефти, чем менее активные крупные. Однако из-за высокой скорости адсорбции из водного раствора аркопола на поверхности породы кирмакинской свиты в начальном периоде вытеснения происходит уменьшение его концентрации в воде. Поэтому более интенсивного диспергирования нефти в растворе не происходит. Отметим, что адсорбированные молекулы аркопола достаточно влияют на объемы воды, связанной с твердой поверхностью породы кирмакинской свиты. В связи с этим меняется состояние внутренней обкладки двойного электрического слоя, т.е. гидратированности твердой поверхности (Симкин, 1979). В процессе вытеснения адсорбция аркопола из раствора на поверхности породы кирмакинской свиты протекает с большой скоростью. При этом в меньших порах ее равновесная величина достигается за счет медленной диффузии. При прокачке через пористую среду четырех поровых объемов раствора на выходе величины их поверхностного натяжения на границе с керосином были более высокими, чем исходные. Это означает, что смоченные нефтью глины, известняки и другие породы приводят к увеличению адсорбции аркопола.

С применением раствора ПАВ не наблюдалось увеличения скорости вытеснения по сравнению с временем вытеснения нефти пластовой щелочной водой. Наибольшей скоростью вытеснения нефти в безводный и в водный периоды при одном и том же перепаде давления обладала чистая пластовая щелочноя вода.

В третьей серии опытов представлены результаты исследования зависимости коэффициента вытеснения нефти от пропущенного объема щелочной воды под воздействием поля постоянного электрического тока с напряжением 100 В. Исследованиями (Абасов и др., 2010) установлено, что повышение содержания глины и карбонатов в составе породы и ухудшение электропроводности насыщающей ее воды способствуют снижению электропроводности пористой среды, параметра пористости и параметра насыщения. Как видно из рис.3, для безводной части фильтрата значение коэффициента вытеснения равно 47%. При протоке через модель пласта щелочной воды в количестве, равном 4-х кратному объему порового пространства, усредненное значение коэффициента водного вытеснения нефти составило 36%, что в совокупности с таковым безводного периода фильтрации достигает практически величины 83%. Сопоставление результатов, иллюстрируемых кривыми 3 и 4 (рис.3), свидетельствует о более интенсивном росте значений коэффициента вытеснения нефти щелочной водой под воздействием постоянного электрического поля.

Согласно работе (Губин, Бондаренко, 1967) в процессе вытеснения частицы всех компонентов нефти под влиянием внешнего электрического поля меняют свое взаимное расположение. Неполярные углеводородные компоненты характеризуются дипольными моментами, а у активных компонентов хаотически расположенные диполи ориентируются определенным образом в зависимости от на-

пряженности электрического поля. Поэтому электропроводность нефтей в зависимости от их химического состава изменяется в пределах от 10^{-11} до 10^{-9} ом$^{-1}$ •см$^{-1}$. При отсутствии электрического поля сумма дипольных моментов компонентов нефти равняется нулю.

Кроме того, кислородные соединения, входящие в состав кирмакинской нефти, нафтеновые и жирные кислоты, соединения фенольного характера и асфальтово-смолистые вещества под воздействием постоянного электрического поля взаимодействует с солями щелочной воды, в результате чего образуются новые водорастворимые поверхностно-активные вещества. При этом образующиеся новые водорастворимые поверхностно-активные вещества, адсорбируясь на поверхности породы кирмакинской свиты разрывают пленочную нефть и в водной среде превращают ее в мелкодисперсное состояние. Это облегчает продвижение мелкодисперсных частиц нефти в пористой среде. Отметим, что при увеличение величины pH щелочной воды (рис.3, кривая 2) усиливаются ионообменные процессы между вытесняющей нефть щелочной водой и глинистыми частицами пористой среды. Как видно из представленных кривых зависимостей (кривые 1 и 2), при наличии электрополя значения pH проб вод, выходящих из пористой среды, увеличиваются от 8,0 до 10. Кроме того, неоднородность минералогического состава породы кирмакинской свиты приводит к появлению на поверхности зерен песка положительных и отрицательных зарядов. Состав, количество, соотношение и условия движения в водном потоке этих обменных катионов и анионов определенным образом влияют на скорость совместной фильтрации нефти и воды при наличии электрического поля. При этом на изменение исследованных показателей щелочной воды и коэффициента вытеснения нефти водой определенное влияние оказывает тепловая энергия, выделяющаяся при воздействии электрическим током.

Благодаря вышеуказанному, закачка четырех объемов пор щелочной воды в модель пласта позволила дополнительно извлечь примерно 23% нефти по отношению к начальной нефтенасыщенности.

Расход электроэнергии для достижения этих показателей составил $78•10^{-4}$ кВтч.

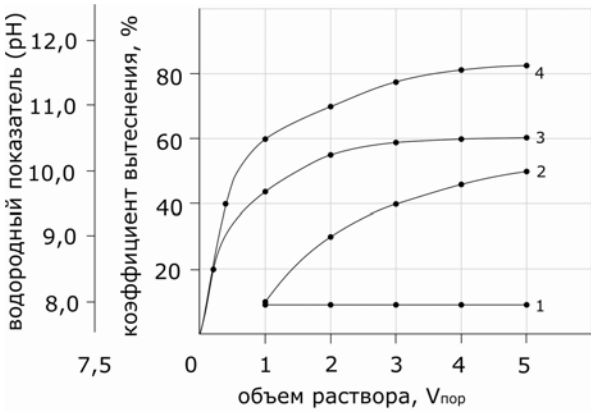


Рис. 3. Зависимость коэффициента вытеснения (3,4) и водородного показателя (1,2) от обьема воды при отсутствии (1,3) и наличии (2,4) электрического поля

В четвертой серии опытов было исследовано совместное влияние раствора аркопола и постоянного поля электрического тока на коэффициент вытеснения нефти водой. Применение различного типа ПАВ в воде для увеличения нефтеотдачи пластов исследовалось многими авторами. Вопрос же применения раствора ПАВ в сочетании с электрическим полем для увеличения коэффициента вытеснения нефти водой практически не изучался.

Результаты исследования совместного влияния 0,05%-ого раствора аркопола и поля постоянного электрического тока на коэффициент вытеснения нефти в зависимости от объема прокаченной жидкости представлены на рис.4. Установлено, что при закачке раствора в количестве 4,0 обьемов порового пространства коэффициент вытеснения нефти доходит до величины 80,0% (кривая 4) при обводнении получаемой продукции в среднем на 99,5%. При этом прирост нефти в водный период при вытеснении пластовой щелочной водой составил 36,0%, а при вытеснении за более короткое время 0,05%-ым раствором аркопола – 30,0%. Существенным преимуществом использования в опытах аркопола в процессе вытеснения нефти водой при наличии электрического поля является его устойчивость к действию минеральных солей, что очень важно, так как щелочная пластовая вода минерализована.

В процессе вытеснения нефти кирмакинской свиты 0,05%-ным раствором при наличии постоянного электрического поля с напряжением 100В молекулы аркопола на кон-

такте нефть-вода своей гидрофильной полярной частью погружаются в воду, а гидрофобной неполярной частью направлены в сторону нефти. Поскольку раствор аркопола обладает гидрофилизирующими свойствами, он легко проникает в мелкие поры и каналы малых проходных сечений модели пласта, составленной из породы кирмакинской свиты.

Опыты показали, что при вытеснении нефти раствором поверхностно-активного вещества коэффициент вытеснения по сравнению с щелочной водой практически не увеличивается из-за высокой адсорбируемости породы, что приводит к потере значительного количества этого ценного продукта (рис.4, кривые 1 и 2). Добавка к вытесняемой воде неионогенного ПАВ, не приводя к увеличению коэффициента вытеснения нефти водой в процессе воздействия на модель пласта постоянным электрическим полем, дает возрастание величины адсорбции. Для получения высокого коэффициента вытеснения по сравнению только с электрическим полем необходима закачка больших объемов пор раствора или же использование его в высокой концентрации. Использование растворов с высокой концентрацией ПАВ приводит к мицеллообразованию, что сильно снижает проницаемость пористой среды. Закачка большого объема раствора (до 10 объемов пор и выше) увеличивает сроки вытеснения нефти водой.

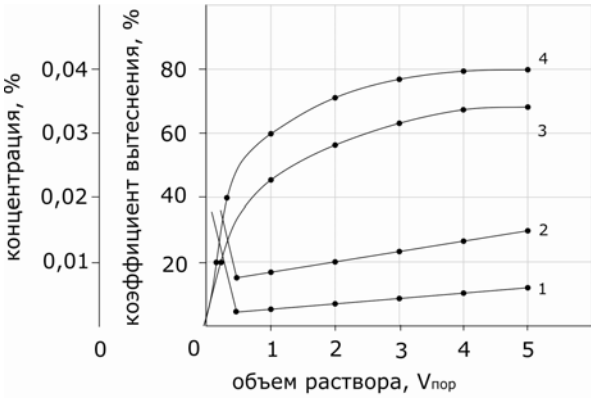


Рис. 4. Зависимость коэффициент вытеснения (3,4) и концентрации аркопола (1,2) от объема раствора при отсутствии (1,3) и наличии (2,4) электрического поля

Таким образом, на основании совокупности проведенных экспериментов выявлено влияние внешнего электрического поля и растворов поверхностно-активных веществ на межфазное натяжение, адсорбцию, десорбцию и на коэффициент вытеснения нефти водой.

Выводы

Выявлено, что течение постоянного и переменного тока через растворы различного типа ПАВ практически не влияет на величину их межфазного натяжения на границе с неполярной углеводородной жидкостью.

Течение постоянного и переменного тока через пористую среду, содержащую глины и карбонаты, не влияет на величину динамической адсорбции неионогенных ПАВ, а приводит к уменьшению их десорбируемости с поверхности породы.

Поле постоянного тока вызывает прирост значения водородного показателя водных электролитов и снижение их межфазного натяжения на границе с углеводородными жидкостями.

Наличие внешнего электрополя на модели пласта способствует взаимодействию между водными электролитами и кислородными соединениями нефти, в результате чего в значительной степени улучшаются физико-химические характеристики вытесняющей нефть воды.

Использование постоянного электрического тока с напряжением 100 В позволило значительно (до 23%) увеличить коэффициент вытеснения кирмакинской нефти пластовой щелочной водой.

Установлено, что совместное применение поля постоянного электрического тока и раствора неионогенного поверхностно-активного вещества практически не влияет на значение коэффициента вытеснения нефти по сравнению с минерализованной водой из-за высокой адсорбции его молекул на поверхности сильноглинистой породы кирмакинской свиты.

ЛИТЕРАТУРА

АБАСОВ, М.Т., КОНДРУШКИН, Ю.М., АЛИЯРОВ, Р.Ю., КРУТЫХ, Л.Г. 2007. Изучение и прогнозирование параметров сложных природных резервуаров нефти и газа Южно-Каспийской впадины. Нафта-Пресс. Баку. 217.

АБАСОВ, М.Т., МУСАЕВ, Р.А., АСАДОВ, А.И., АЛЛАХВЕРДИЕВА, Р.Г. 2010. Экспериментальное исследование влияния состава пористой среды на

некоторые электрофизические параметры пласта. *Известия НАНА. Науки о Земле*, 1, 71-76.

ГАШИМОВ, А.Ф., МУСАЕВ, Р.А. 1999. Влияние характеристики смачиваемости пород на остаточную нефтенасыщенность и распределение остаточной нефти. В кн.: *Вопросы разработки и физико-химии нефтегазоносных пластов*, Баку, 118-122.

ГУБИН, В.Е., БОНДАРЕНКО, П.М. 1967. Некоторые электродинамические свойства мангышлакской нефти. *Транспорт и хранение нефти и нефтепродуктов.* 9, 10-14.

МАРХАСИН, И.Л. 1977. Физико-механическая механика нефтяного пласта. Недра. Москва. 211.

МУСАЕВ, Р.А., ХАЛИЛОВ, Э.Г., ТАИРОВ, Н.Д., АСАДОВ, А.И, АБУТАЛЫБОВА, Р.Н. 1970. Влияние температуры на адсорбцию и десорбцию ПАВ и нефтеводоотдачу пластов. В: *Труды Всесоюзного совещания по использованию ПАВ и других химических реагентов в нефтедобывающей промышленности***,** IY, Москва, Недра, 65-71.

МУСАЕВ, Р.А., КЕРИМОВА, Ф.Г. 2001. Исследование влияния смачивающей способности вытесняющего агента на фазовую проницаемость и коэффициент вытеснения нефти водой. *Известия НАНА. Науки о Земле,* 2 , 70-73.

МУСАЕВ, Р.А., КЕРИМОВА, Ф.Г., ГАШИМОВ, А.Ф. 1998. Влияние смачиваемости породы на фазовую проницаемость. *Известия НАНА. Науки о Земле*, 2, 64-79.

СИМКИН, Э.М. 1979. Роль электрокинетических явлений в процессах фильтрации. *Нефтяное Хозяйство,* 3, 53-56.

СУРГУЧЕВ, М.Л. 1985. Вторичные и третичные методы увеличения нефтеотдачи пластов. Недра. Москва. 305.

ГЕОГРАФИЯ

© B.C.Ələsgərov, G.B.Eyyubbəyli, A.İ.Əliyev, 2011

KİÇİK QAFQAZDA PLEYSTOSEN BUZLAŞMALARININ XÜSUSİYYƏTLƏRİ (palinoloji məlumatlara əsasən)

B.C.Ələsgərov, G.B.Eyyubbəyli, A.İ.Əliyev

AMEA akad. H.Ə.Əliyev adına Coğrafiya İnstitutu
Az. 1143, H.Cavid pr.31

Məqalə Kiçik Qafqazın pleystosen buzlaşmalarına həsr olunmuşdur. Palinoloji tədqiqatlara əsasən müəyyən edilmişdir ki, pleystosendə Kiçik Qafqazın ərazisində dörd uzunmüddətli buzlaşma baş vermişdir.Birinci buzlaşma əsri eopleystosenin rütubətli subtropik iqlim şəraitindən sonra formalaşan erkən pleystosen qlobal soyuqlaşması əsrində formalaşmış və bu zaman Kiçik Qafqazın landşaftları əsaslı dəyişilmələrə məruz qalmışdır. İkinci buzlaşma erkən pleystosenin sonunda, üçüncü buzlaşma orta pleystosenin ikinci yarısında və dördüncü buzlaşma son pleystosenin (xvalın əsri) əvvəlində formalaşmışdır. Miqyasına və davam etmə zamanına görə ən uzun müddətlisi erkən pleystosen buzlaşmasıdır. Hər növbəti buzlaşma özündən əvvəlki buzlaşmadan qısamüddətli olmuşdur. Lakin hər növbəti buzlaşma əvvəlkindən daha soyuq iqlim şəraitində formalaşmışdır. Sonuncu buzlaşmanın (xvalın buzlaşması) izləri Kiçik Qafqazın relyefində daha yaxşı müşahidə edilir.

Kiçik Qafqazın pleystosen buzlaşmalarının bir çox tədqiqatçılar tərəfindən öyrənilməsinə baxmayaraq bu məsələ indiyədək kifayət qədər ətraflı öyrənilməmişdir. Bu istiqamətdə aparılan tədqiqat işləri sırasında N.V.Dumitraşkonun (1949), B.A.Antonovun (1963), M.A.Abasovun (1965) və s. tədqiqatçıların işlərini qeyd etmək vacibdir. Adlarını qeyd etdiyimiz tədqiqatçılar pleystosen buzlaqlarının relyefdə yaratdığı buzlaq relyef formalarına əsasən Kiçik Qafqazın ərazisində yalnız iki buzlaşmanın – orta və üst pleystosen buzlaşmasının mövcud olması fikrini inkişaf etdirmişlər. Onlar Murovdağ, Zəngəzur silsilələri və Qarabağ vulkanik yaylasının yamaclarında 2600 m yüksəklikdə müşahidə edilən troq, kar və sirklərin saxlanılmasına əsaslanaraq belə hesab edirlər ki, qeyd olunan buzlaqların formalaşmasına dağ sisteminin intensiv qalxması səbəb olmuşdur.

Lakin bizim son illərdə apardığımız kompleks (geomorfoloji və xüsusilə palinoloji) tədqiqatlar nəticəsində Kiçik Qafqaz ərazisində dörd buzlaşma əsrinin mövcudluğu sübuta yetirilmişdir (cədvəl).

Azıx mağarası çöküntülərinin və ona yaxın ərazilərin pleystosen çöküntülərinin palinoloji tərkibinin bərpası göstərir ki, pleystosenin əksər buzlaşmaları zamanı Kiçik Qafqazın meşə örtüyünün yuxarı sərhədi 800-1000 m indikindən aşağı olmuşdur. Bu, A.LReyinqardın Qafqazda dördüncü dövr üçün təyin etdiyi qar xəttinə çox yaxındır.

Beləliklə, Kiçik Qafqazın alt pleystosen çöküntülərinin palinoloji tərkibi Füzuli, Soltanlı (Cəbrayıl rayonu), Azıx, Çartaz, Slavyanka (Gədəbəy rayonu) kəsilişlərinə əsasən aparılmışdır. Bu kəsilişlərin əksəriyyətinin alt hissəsinin tərkibində tozağacı (Betula Alba, 20%), cırtdan tozağacı (Betula nana, 20 %), qütb söyüdü (Salıx, 25 %), iynəyarpaqlılar (yuniperus, 10 %), palıd (Quercus, 10 %) yüksək faiz təşkil etmişdir. Enliyarpaqlı ağac növlərindən fısdıq, vələs, ağcaqayın, cökə və s. birlikdə 20-25 % təşkil etmişdir. Bitki örtüyünün belə tərkibi sübut edir ki, alt pleystosen çöküntülərinin alt hissəsi formalaşarkən Kiçik Qafqazın dağlıq ərazilərində dağ-dərə buzlaqları formalaşmış, dağətəyi bölgələrdə isə soyuq iqlim şəraiti hakim olmuşdur.

Onu da qeyd etmək lazımdır ki, erkən pleystosenin əvvəlinə qədər Kiçik Qafqazın dağətəyi və Küryanı düzənliklərində həmişəyaşıl bitkilərlə örtülü rütubətli subtropik landşaftlar erkən pleystosen buzlaşmaları zamanı tamamilə sıradan çıxmışdır və onları soyuq iqlim şəraitə davamlı bitkilər (tozağacı, cırtdan tozağacı, qütb söyüdü və iynəyarpaqlılar) əvəz etmişdir.

Xəzər dənizinin səviyyə tərəddüdlərində qlobal iqlim dəyişmələri

Davam-etmə müddəti, min illə	Xəzər dənizinin transqressiya və reqressiya əsrləri	Böyük və Kiçik Qafqazın iqlim dəyişmələri	-50-27-25-0+25+50
15-18	Son Xvalın Holosenin transqressiyası	Buzlaqarası istiləşmə əsri	
85	Xvalın transqressiyası	Buzlaqarası əsr	
	Erkən Xvalın transqressiyası	Buzlaq əsri	
130	Son Xəzərin transqressiyası	Buzlaqarası istiləşmə əsri	
250	Xəzər əsrinin ikinci yarısının reqressiyası	Buzlaşma əsri	
400	Erkən Xəzər əsrinin transqressiyası	Buzlaqarası istiləşmə əsri	
500	Son Bakı əsrinin reqressiyası (Buzlaq dövrü)	Buzlaşma əsri	
600	Erkən Bakı əsrinin transqressiyası	Buzlaqarası istiləşmə əsri	
750	Türkan əsrinin reqressiyası	Buzlaşma əsri	

Ot örtüyü tərkibində kəskin dəyişikliklər baş vermişdir. Ot örtüyündən yovşan, qarağan, gəvən (dağətəyi və düzənlikdə), orta dağlıqda isə kəklikotu, taxılkimilər, şəvil, gicitkan kimi ot örtüyü üstünlük təşkil etmişdir.

Göründüyü kimi, erkən pleystosendə Kiçik Qafqazın dağlıq ərazilərində buzlaq, düzənlik ərazidə isə kəskin soyuq və arid iqlim şəraiti hakim olmuşdur.

Erkən pleystosendə Kiçik Qafqazın ərazisində qlobal soyuqlaşma nəticəsində bitki örtüyünün tərkibi kəskin dəyişikliyə məruz qaldığı kimi, heyvanlar aləmində də əsaslı dəyişiklik baş vermişdir. Xüsusilə Gəncə-Qazax, Naftalan, Qarabağ düzənliklərində eopleystosendə geniş yayılmış cənub filləri, kərgədan, dəvəquşu və s. heyvanlar erkən pleystosendə vəhşi at, vəhşi eşşək (qulan), vəhşi öküz və çoxsaylı gəmiricilərlə əvəz olunmuşdur. Bütün bu göstəricilər bir daha sübut edir ki, erkən pleystosenin əvvəlində Kiçik Qafqazın dağlıq ərazilərində (2000 m-dən yuxarıda) ilk pleystosen buzlaşması baş vermiş və bunun nəticəsində paleolit insanlar Azıx mağarasında məskunlaşmağa məcbur olmuşlar. Buna görə də alt pleystosen yaşlı mağara çöküntülərinin (VIII-VII mədəni təbəqələr) tərkibi mədəni qalıqlarla (sümük, oduncaq, kömür) daha zəngindir. Kiçik Qafqazın düzənlik bölgələrində isə kəskin soyuq şərait formalaşdığına görə rütubətli subtropik landşaftları quru seyrək meşə landşaftları ilə əvəz olunmuşdur.

Erkən bakı əsri ilə son bakı əsrləri arasında ilk buzlaqarası istiləşmə baş verir və bu istiləşmə zamanı Xəzər dənizinin səviyyəsi kəskin qalxaraq, pleystosen tarixində ilk genişmiqyaslı transqressiya baş verir. Bu zaman Xəzər dənizinin qərb sərhədi Gəncəçayın mənsəbinə qədər, lakin Gəncə-Qazax düzənliyinin çox hissəsi, Naftalan, Qarabağ, Mil və Muğan düzənliklərinin kənar hissələrində allüvial-prolüvial maili düzənlikləri formalaşır. Bu zaman Kiçik Qafqaz ərazisinin heyvanlar aləmində ciddi dəyişikliklər olmasa da, bitki örtüyünün tərkibi əsaslı dəyişikliyə məruz qalır. Xüsusilə tozağacı, cırtdan tozağacı, qütb söyüdü tamamilə sıradan çıxır və tozağacının tək-tək tozcuqları Slavyanka (Gədəbəy rayonu) kəsilişində aşkar edilmişdir. Bu isə həmin kəsilişin orta dağlıq zonada yerləşməsi ilə əlaqədardır. Əksinə, enliyarpaqlı ağac növləri (fıstıq, palıd, vələs, ağcaqayın, cökə və s.) əsas meşə örtüyünü təşkil etmişdir.

Bakı əsrinin sonunda (erkən pleystosenin sonu) Kiçik Qafqazda ikinci soyuqlaşma (buzlaşma) baş verir. Nəticədə Xəzər dənizi ərazinin düzənlik hissəsini tamamilə tərk edir. Üst bakı çöküntülərinin palionoloji tərkibində yenidən erkən pleystosenin əvvəlini xatırladan bitki örtüyü formalaşır. Xüsusilə tozağacı (25%), cırtdan tozağacı (20), müşk söyüdü (20%), iynəyarpaqlıların (20%) yüksək faiz təşkil etməsi, enliyarpaqlıların (palıd, vələs, ağcaqayın, fıstıq) hamısının birlikdə 20%-ə yaxın azalması ərazidə kəskin soyuqlaşmanın (buzlaşmanın) formalaşmasından xəbər verir. Erkən pleystosenin sonunda baş vermiş bu soyuqlaşma (sayca ikinci) insanların paleoekoloji vəziyyətinə olduqca mənfi təsir göstərir. Paleolit insanlarının yenidən mağaralarda məskunlaşmasına səbəb olur. Büna görə də mağarada müvafiq çöküntülərin tərkibində sümük qalıqları, ocaq izləri aşkar edilmişdir.

Beləliklə, erkən pleystosendə baş vermiş birinci buzlaşma Rus düzənliyinin Don buzlaşmasına, ikinci buzlaşma Oka büzlaşmasına müvafiq gəlir. Alp buzlaşma sxeminə görə isə, birinci buzlaşma Güns, ikinci buzlaşma Mindel buzlaşması ilə müqayisə edilə bilər.

Erkən pleystosenin ikinci buzlaşmasından sonra orta pleystosenin əvvəlində növbəti qlobal buzlaqlararası istiləşmə formalaşır. Rus düzənliyində və Qafqazın yüksək dağlıq ərazilərində erkən pleystosenin sonunda formalaşmış buzlaqların əriməsi ilə əlaqədar olaraq, çayların su balansı dəfələrlə artır və Xəzər dənizində növbəti (sayca ikinci) irimiqyaslı transqressiya hadisəsi baş verir. Bu zaman Xəzər dənizi Kiçik Qafqazın Mil, Qarabağ düzənliklərinin mərkəz hissəsinə qədər və Gəncə-Qazax düzənliyinin şimal-şərq hissəsini örtür. Dənizsahili zonalar tuqay və digər enliyarpaqlı meşə landşaftları ilə örtülür. Azıx mağarasında orta pleystosen çöküntülərinin (VI təbəqə) alt hissəsində mədəni tullantıların azalması sübut edir ki, bu buzlaqlararası istiləşmə zamanı paleolit insanları əsasən mağaranı tərk edərək çay terraslarında məskunlaşmağı üstün tutmuşlar.

Orta pleystosenin ikinci yarısının bitki örtüyündə yenidən ciddi dəyişikliklər baş vermişdir. Bu dəyişilmələr istisevər bitkilərin (palıd, vələs, ağcaqayın, fıstıq, qovaq və s.) kəskin azaltmasında, soyuq iqlim şəraitinə uyğunlaşmış ağac növləri (qütb söyüdü, müşk, tozağacı, cırtdan tozağacı, iynəyarpaqlılar və s.) faizinin kəskin artmasında öz əksini tapmışdır.

Bu əsrin bitki örtüyündə həmçinin ot bitkilərinin tərkibi də dəyişmişdir. Xüsuilə alçaq dağlıq və dağətəyi zonasında subalp və alp çəmən bitkilərinin (kəklikotu, şəvil, baldırqan, astraqal və s.) üstünlük təşkil etməsi sübut edir ki, subalp və alp çəmənlik zonasının yuxarı sərhədi 2000 m yüksəklikdən aşağıda yerləşmişdir. Bütün bu göstəricilər aydın surətdə sübut edir ki, orta pleystosenin ikinci yarısında Kiçik Qafqazın dağlıq ərazisində sayca üçüncü buzlaşma baş vermişdir. Kiçik Qafqazın bu buzlaşma əsri Rus düzənliyinin Dnepr buzlaşma əsrinə, Alp sxemi üzrə isə Riss buzlaşması ilə korrelyasiya oluna bilər.

Təqdim olunan buzlaşma əsrinin erkən pleystosen buzlaşma əsrindən fərqi ondan ibarətdir ki, bu buzlaşmanın müddəti birincilərə nisbətən qısa (75-100 min il), lakin iqlim şəraitinin kəskin soyuq olması ilə seçilir. Qeyd olunan buzlaşma zamanı buzlaqların ön hissəsində cırtdan tozağacı 30%-ə qədər artmışdır. Eyni zamanda iynəyarpaqlıların artması da deyilənləri bir daha sübut edir. Əgər erkən pleytosen buzlaşmaları zamanı meşənin yuxarı sərhədi 800-1000 m aşağı düşmüşdürsə, orta pleytosen buzlaşması zamanı bu sərhəd 1000-1200 m enmişdir.

Göründüyü kimi, Gəncə-Qazax, Naftalan, Qarabağ, Mil düzənliklərində tozağacı, iynəyarpaqlılardan və enliyarpaqlılardan ibarət seyrək meşə landşaftı, dağətəyi və alçaq dağlıqda tozağacı, iynəyarpaqlılardan ibarət meşə örtüyü, 1000-2000 m yüksəklikdə subalp və alp çəmənlikləri formalaşmışdır.

Orta pleystosen buzlaşmasından sonra son pleystosendə (üst xəzər əsri) Kiçik Qafqaz ərazisində yenidən qlobal istiləşmə mərhələsi başlanır. Qafqazın dağlıq ərazilərində və Rus düzənliyində orta pleystosendə formalaşmış buzlaqlar əriyir və çayların su balansı dəfələrlə artır, Xəzər dənizinin səviyyəsi qalxır və növbəti üst xəzər transqressiyası baş verir. Lakin bu transqressiya əvvəlki transqressiyaların səviyyəsinə qalxmır. Bu zaman yalnız Kür-Araz ovalığının mərkəz hissəsi Xəzər dənizi ilə örtülür. Orta Kür çökəkliyində və Kür-Araz ovalığının kənar hissələrində kontinental (allüvial, allüvial-prolüvial düzənlik) şərait hakim olur. Bitki örtüyündə əsaslı dəyişikliklər baş verir. Xüsusilə tozağacı və cırtdan tozağacı tamamilə sıradan çıxır, iynəyarpaqlıların faizi kəskin aşağı düşür, əksinə, enliyarpaqlılar daha geniş yayılır.

Nəhayət, palinoloji tədqiqatlar göstərir ki, Kiçik Qafqazda sonuncu (dördüncü) buzlaşma son pleystosendə (xvalın əsri) baş verir. Bitki örtüyünün tərkibində (Qabaqtəpə kəsilişində) tozağacı (20-25%), cırtdan tozağacı (30%), iynəyarpaqlıların (20%) yüksək faiz təşkil etməsi, yarpaqtökən ağacların hamısının birlikdə 20%-ə enməsi aydınca sübut edir ki, bu zaman Kiçik Qafqazın ərazisində kəskin soyuq (2000 m-dən yuxarıda buzlaşma) iqlim şəraiti hökm sürmüşdür. Xvalın əsrinin palinoloji göstəriciləri sübut edir ki, qeyd olunan buzlaşmanın davam etməsi əvvəlki buzlaşmalara nisbətən ən qısa (50 min ilə yaxın) olsa da, iqlim şəraiti çox soyuq olmuşdur. Eyni zamanda buz və qar örtüyü də əvvəlkilərdən az olmuşdur.

Xvalın buzlaşması Azıx mağarasının III mədəni təbəqəsinə müvafiq gəlir və bu təbəqənin mədəni tullantılarla daha zəngin olması qədim insanların mağaralarla olduqca sıx əlaqədə olduğunu göstərir. Mağara çöküntüləri tərkibində düzənlik heyvanlarının (vəhşi at, qulan, ceyran və s.) sümük qalıqlarının üstün-

lük təşkil etməsi dağlıq ərazilərin buzlaqlarla örtülü olması ilə izah edilə bilər.

Qeyd etmək lazımdır ki, xvalın buzlaşması sonuncu buzlaşma olduğuna görə həmin buzlaşmanın izləri Kiçik Qafqazın relyefində nisbətən yaxşı saxlanılmışdır. Belə izlərə Şahdağ silsiləsinin Qocadağ, Ağqaya, Qoşqar, Qanlı yüksəkliklərinin yamaclarında, 2600-2800 m yüksəkliklərdə rast gəlinir.

Beləliklə, palinoloji tədqiqatların nəticələri sübut edir ki, pleystosen tarixində Kiçik Qafqaz ərazisində dörd uzunmüddətli buzlaşmanın formalaşması üçün şərait olmuşdur. Birinci buzlaşma erkən pleystosenin əvvəlində, ikinci buzlaşma erkən pleystosenin sonunda, üçüncü – orta pleystosenin ikinci yarısında və dördüncü buzlaşma son pleystosenin (xvalın əsri) əvvəlində formalaşmışdır.

Hər bir növbəti buzlaşma özündən əvvəlki buzlaşmaya nisbətən miqyasına və davametmə müddətinə görə geri (kiçik olmuş) qalmışdır. Lakin hər bir növbəti buzlaşma əvvəlkindən daha soyuq olmuşdur. Eyni zamanda sonuncu buzlaşma daha qısa olmuş və az əraziləri tutmuşdur.

ƏDƏBİYYAT

АББАСОВ, М.А. 1965. О древнем и современном оледенении Зангезурского хребта Малого Кафказа, *Изв. АН СССР, сер.геол.- географ.,* 4.

АНТОНОВ, Б.А. 1963. Геоморфология и вопросы новейшей тектоники Юго-Восточной части Малого Кавказа. Изд. АН Азерб. ССР. Баку.

БУДАГОВ, Б.А. 1965. Современное и древнее оледенение Азербайджанской части Большого Кавказа. Изд. АН Азерб. ССР. Баку.

ДУМИТРАШКО, Н.В. 1949. О древнем оледенении Малого Кавказа. *Тр Ин-та геогр. АН СССР,* 43.

МАМЕДОВ, А.В., АЛЕСКЕРОВ, Б.Д. 2002. Плейстоцен Азербайджана. Нафта-Пресс. Баку.

Məqaləyə c.e.d. E.K.Əlizadə rəy vermişdir

© Е.Н.Тагиева, С.С.Велиев, А.И.Алиев, 2011

ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ МУГАНСКОЙ РАВНИНЫ В ЭПОХУ ПЕРЕХОДА ОТ НЕОЛИТА К БРОНЗОВОМУ ВЕКУ (по данным палинологических исследований)

Е.Н.Тагиева, С.С.Велиев, А.И.Алиев

Институт географии им. акад. Г.А.Алиева НАН Азербайджана
AZ1143, Баку, просп. Г.Джавида, 31

В статье по данным палинологических исследований разреза Алхантепе в Джалилабадском районе установлены изменения природных условий Муганской равнины в эпоху перехода от неолита к бронзовому веку (IV тысячелетие до н.э.). Выявлено, что климатические условия этого периода были более влажными, чем сейчас. На Муганской равнине преобладали низинные широколиственные леса и редколесья с участием эльдарской сосны. В настоящее время они здесь отсутствуют. Их уничтожение стало следствием деятельности человека и особенно развития земледелия.

Памятник находится в 4 км севернее селения Учтепе Джалилабадского района Азербайджана. В 2006 году выявлен «Муганской неолит-энеолитической экспедицией» под руководством Т.И.Ахундова, в 2008 году начавшего его стационарные исследования.

Алхантепе находится на слегка увалистой равнине с абсолютной высотой от 0 до 50 м и выраженных наземных топографических признаков не имеет. Территория периодически распахивается. В результате на поверхность выносятся остатки материальной культуры, главным образом обломки керамики. Наряду с основным раскопом, заложенным в «центре» поселения, для определения его истинной площади и древнего рельефа, на котором оно было основано, на различных участках территории, где найдены остатки керамики, было заложено еще 6 шурфов. Выявлено, что площадь поселения Алхантепе примерно около 4 га. Толщина культурных отложений составляет не менее 2,6 м, при этом вся эта толща в настоящее время находится ниже современной поверхности этой территории.

В настоящее время территория памятника частично занимает практически горизонтальную поверхность, которая, как бы преломляясь, плавно опускается к северу и к востоку. Перепад уровней современной поверхности в северном направлении – 1,95 м, в восточном – до 3,2 м. Стратиграфическими шурфами определено, что в западном направлении от «центра», то есть от места преломления его поверхности к северу и к востоку, толщина культурных отложений утончается и на расстоянии около 120 м сходит на нет. В южном направлении толщина слоя неизменна (2,6 м) и на расстоянии 130 м упирается в древний пруд. В северном от «центра» направлении на расстоянии 80 м, где современный уровень на 1,95 м ниже его поверхности, толщина отложений – 2 метра, то есть основание поселения и древняя поверхность выравнивания на 1,6 м ниже древней поверхности «центра». В восточном направлении на расстоянии 150 м уровень современной поверхности на 3,2 м ниже современной поверхности «центра». В шурфе на глубине 1 м появились грунтовые воды, не позволившие достичь основания культурных отложений.

Таким образом, видно, что и в древности при основании здесь поселения эта территория имела уклон к северу и к востоку. Топографические исследования всей прилегающей к памятнику территории указывают, что в то время вдоль восточного края поселения Алхантепе находилась неглубокая водная артерия, частично огибающая его северную сторону. Поселение, вероятно, было основано в его пойме на пологом склоне.

В культурном отношении поселение Алхантепе входит в круг памятников Лейлатепинской традиции Южного Кавказа, относящейся к эпохе перехода от неолита к бронзовому веку. Она генетически связана с выходцами из Месопотамии – носителями Урукской культуры, мигрировавшими на Кавказ. Время бытования поселения Алхантепе – вторая половина IV тысячелетия до нашей эры

(Axundov və b., 2010).

Современный растительный покров этого района представлен культурной и вторичной сорно-сегетальной растительностью залежей и полей на месте некогда широко распространеных бородачевых и полынно-бородачевых степей (Прилипко, 1970). Наличие в Джалилабадском районе от Джалилабала до Масаллов коричневых послелесных почв (Атлас Азерб.ССР,1963) свидетельствует о том, что здесь в недалеком прошлом была распространена лесная растительность и что полынно-бородачевые степи являются вторичными. Распространение степной растительности в горной местности имеет свои закономерности, зависящие от условий увлажнения. Гипсометрически выше располагаются злаково-разнотравные и разнотравные степи, которые по мере снижения рельефа переходят в более ксерофильные злаковые степи, затем в сухие полынно-злаковые, меняющиеся постепенно на полупустыни. Как видим, в этой иерархии степей бородачевые степи занимают промежуточное положение между разнотравными степями и полупустынями.

С целью воссоздать природную обстановку времени заселения и выявить определенные виды хозяйственной деятельности насельников этого поселения, из шурфов 1,2,3 были взяты образцы грунта для спорово-пыльцевого анализа. Близкое расположение шурфов друг от друга и разные абсолютные высоты послужили причиной корреляции их спорово-пыльцевых спектров. Была составлена единая спорово-пыльцевая диаграмма, в которую вошли образцы № 1,2,3,4,5 из шурфа I, образцы № 6,7,8,9,10 из шурфа II и образец №11 из шурфа III.

Общий состав спорово-пыльцевого спектра (рис.) характеризуется доминированием пыльцы травянистых растений на протяжении всей спорово-пыльцевой диаграммы в пределах 50-95%. Пыльца древесных растений присутствует во всех образцах, но в небольшом количестве (от 1 до 38%). Споры встречены единично и не во всех образцах. В наибольшем количестве представлены споры папоротника – ужовника (*Ophioglossum*) и хвоща (*Equisetum*) .

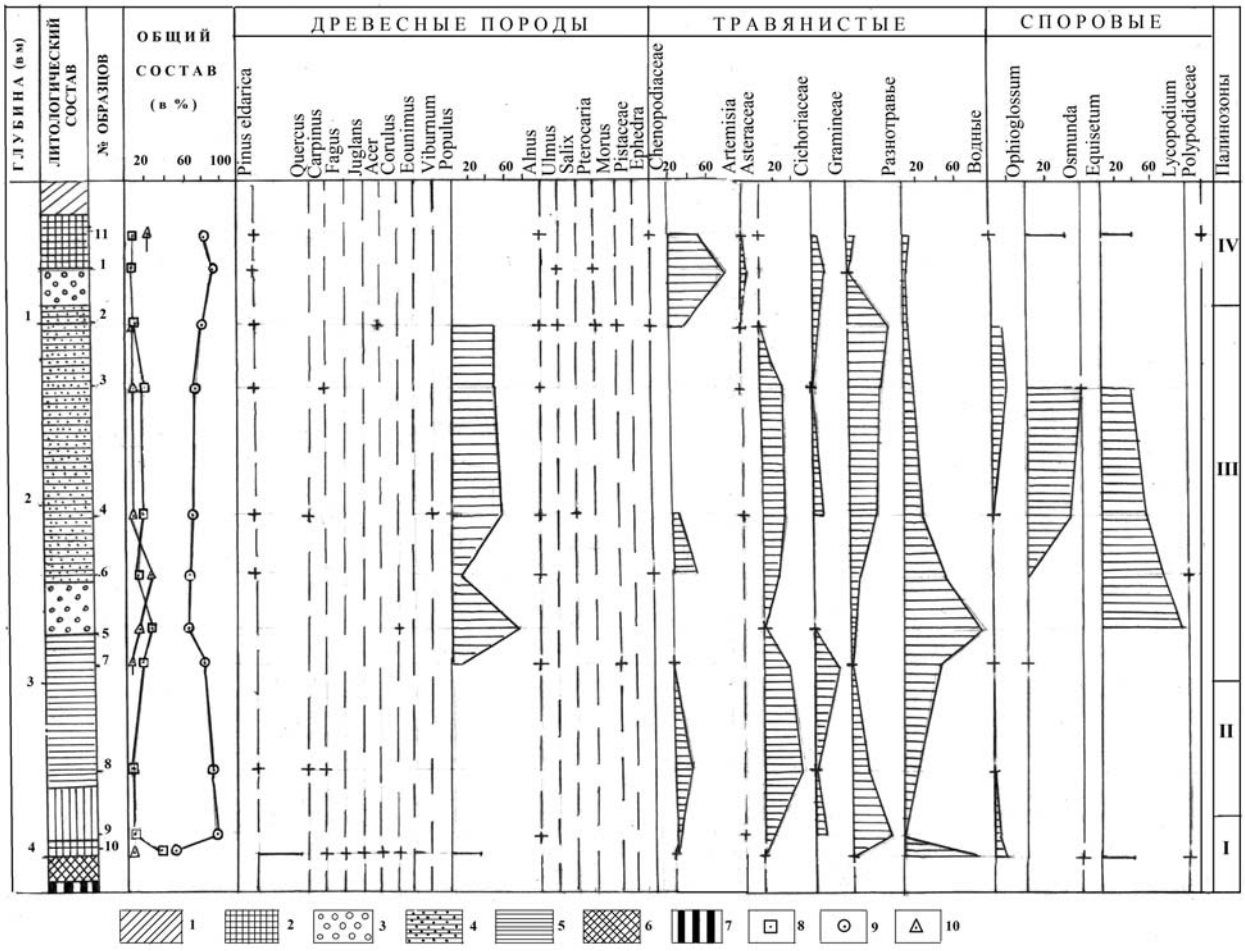
Анализ спорово-пыльцевого спектра позволил выделить (снизу вверх) четыре палинозоны.

Палинозона I (образец № 10). В общем составе отмечено максимальное для всей спорово-пыльцевой диаграммы содержание пыльцы древесных пород (38%), наряду с травянистыми (50%) и споровыми (12%). В группе древесных преобладает пыльца сосны (*Pinus*) – 49% и тополя (*Populus alba*) – 32%, единично представлена пыльца бука (*Fagus orientalis*), ореха (*Juglans regia*), граба (*Carpinus caucasica*), лещины (*Corylus avellana*), бересклета (*Evonymus*).

В группе травянистых доминирует пыльца крестоцветных (*Brassicaceae*) при значительном участии пыльцы лютиковых (*Ranunculaceae*), подорожника (*Plantago*), ворсянковых (*Scabiosa*) и единично пыльцы розоцветных (*Rosaceae*), виоловых (*Violaceae*), злаковых (*Gramineae*), сложноцветных (*Asteraceae*). Существенную роль в спектре травянистых играет пыльца водных растений из семейства *Alismataceae,* в частности стрелолист (*Sagittaria*) и мириофиллум (*Myriophyllum spicatum*).

Среди споровых отмечены споры плаунов (*Licopodium*), хвощей (*Equisetum*) и папоротников (*Osmunda*).

Согласно выше описанному составу пыльцы и спор, эта палинозона характеризует мезофильный тип естественной растительности в данном районе на границе распространения предгорных широколиственных лесов и сосновых редколесий. Состав древесных пород свидетельствует о наличии как низинных лесов из граба, бука, ореха с подлеском из лещины и бересклета, так и прибрежных, состоящих из тополя, граба на фоне разнотравных ценозов. Сам по себе факт наличия низинных лесов в этом регионе свидетельствует о более влажных климатических условиях, что еще больше подтверждается участием бука в этих лесах. В настоящее время бук на территории Азербайджана произрастает в горных регионах, начиная с высоты 1000 м (в отдельных регионах с 600 м) и выше до 2000 м, в Лянкяранском массиве – до 1800 м. Только на Черноморском побережье Кавказа он опускается почти до уровня моря (Холявко и др.,1978). Требовательность бука к влаге воздуха и почвы определяет его границы распространения по вертикали. Относительная влажность воздуха не должна быть меньше 70% (Гулисашвили и др., 1975).



Споровопыльцевая диаграмма поселения Алхантепе

Усл. обозначения: 1 – почва; 2 – серо-бежевый суглинок; 3 – бежевый суглинок с белоглазкой; 4 – серо-коричневый суглинок с золой; 5 – серо-коричневый суглинок; 6 – желтая глина; 7 – зола; 8 – пыльца древесных; 9 – пыльца трав; 10 – споры

Таким образом, условия увлажнения до заселения, очевидно, и во время заселения этого региона человеком были гораздо выше современных, что обуславливало выход отдельных деревьев бука на равнину.

Преобладание среди древесных пород пыльцы сосны также является фактом, подтверждающим предположения многих ботаников и палеогеографов о более широком распространении сосновых редколесий на равнинах. Однако чаще упоминается, и тому есть подтверждения, о развитии сосновых редколесий в предгорьях Большого Кавказа, которые доходили до Абшеронского полуострова и Гобустана. Данных по Малому Кавказу нет. Самой восточной границей распространения сосны на Малом Кавказе до сих пор считается Гянджа, где она произрастала в XII веке, по данным А.А.Яценко-Хмелевского и Г.И.Канделаки (1941). Наши данные свидетельствуют о том, что сосновые редколесья из сосны эльдарской в 4-5 тысячелетии до нашей эры были распространены в предгорьях Малого Кавказа, в частности на Муганской равнине, и простирались далее на восток к предгорным равнинам Талышских гор.

Палинозона II (образцы № 9,8) характеризуется небольшим содержанием пыльцы древесных пород (1-3%) в группе общего состава, отсутствием спор и преобладанием пыльцы трав (93-99%).

Среди пыльцы древесных единично встречена пыльца клена (*Acer*), ольхи (*Alnus*), граба (*Carpinus)* – представителей низинных

приречных лесов и пыльца сосны (*Pinus eldarica*) – породы предгорных редколесий.

В группе пыльцы травянистых доминирует пыльца сложноцветных (*Asteraceaea, Cichoriaceae*) от 36 до 46%, наряду с пыльцой злаковых (*Gramineae*) от 46% в образце №9 до 17% в образце №8. Пыльца семейства маревых (*Chenopodiaceae*) встречена в спектре в количестве до 18%, разнотравья – соответственно до 12%. Встречаемость пыльцы водно-болотных растений единична. Уменьшение количества пыльцы злаков от образца №9 к образцу №8 и, наоборот, увеличение содержания пыльцы сложноцветных, возможно, связано с пожаром, так как в образце №8 большая примесь угленосных частиц. Естественно, сложноцветные, являясь пионерными видами, первыми осваивают территорию после пожаров, чем и объясняется их большое присутствие.

Данная палинозона соответствует теплоумеренным, относительно сухим климатическим условиям, когда в растительном покрове преобладали травянистые ксерофильные ценозы типа злаковых и полынно-злаковых степей.

Палинозона III (образцы № 7,5,6,4,3,2). В группе общего состава здесь преобладает пыльца травянистых растений (от 70 до 85%). Содержание пыльцы древесных, по сравнению с предыдущей зоной увеличивается до 11-17%, как и содержание спор (12-15%). Пыльца древесных пород состоит в основном из представителей низинных тугайных лесов, среди которых преобладает пыльца тополя (*Populus*) с участием ольхи (*Alnus*), ивы (*Salix*), граба (*Carpinus*), тута (*Morus*) и других. Пыльца сосны (*Pinus*) единично встречена лишь в образцах № 6,4,3.

Среди пыльцы травянистых доминирует пыльца сложноцветных (*Asteraceae, Cichoriaceae*) до 40-60% и разнотравья (17-96%). Максимальное содержание пыльцы разнотравья (43-96%) отмечается в нижней части этой палинозоны (обр.7, 5 6), при минимальном количестве пыльцы сложноцветных. Затем в верхней части палинозоны (обр. 4,3,2,) количество пыльцы разнотравья уменьшается, а сложноцветных немного увеличивается, и на их фоне начинает преобладать пыльца злаков.

Пыльца злаков (*Graminea*) в данной палинозоне присутствует во всех образцах, ее содержание возрастает от нижней части палинозоны к верхней от 9 до 45%.

В образцах 7,5,6 содержание пыльцы злаков (1-9%) на фоне преобладания разнотравья характеризует естественный тип травянистой растительности, не связанный с земледелием. Возрастание содержания пыльцы злаков (23-45%) в верхней части палинозоны III наряду с увеличением количества пыльцы сложноцветных (последние являются основным типом сорняков злаковых полей) свидетельствует о развитии земледельческой культуры у населения Алхантепе.

Содержание пыльцы водных растений так же увеличивается снизу вверх. Именно для этой палинозоны характерно большое содержание спор папоротников (*Ophyoglossum, Osmunda*), хвощей (*Equisetum*) и плаунов (*Lycopodium*), что является показателем влажных и теплых климатических условий, когда формировался лесо-луговой тип растительности с развитием приречных лесов.

Лишь в средней части данной палинозоны (обр.6) отмечается небольшое иссушение, что выражено повышенным содержанием пыльцы ксерофитов – маревых (*Chenopodiaceae*), эфедры (*Ephedra*) и уменьшением количества пыльцы прибрежноводных – тополя (*Populus*).

Палинозона IV (образцы 1,11). Общее распределение пыльцы и спор характеризуется преобладанием пыльцы трав (84-95%) и минимальным (2-5%) содержанием пыльцы древесных пород. В этом отношении палинозона IV сходна с палинозоной II, однако распределение семейств и родов растений внутри групп несколько отличается. В группе древесных единично встречена пыльца как прибрежно-водных пород – лапина (*Pterocarya*), тополь (*Populus*), ольха (*Alnus*), вяз (*Ulmus*), так и ксерофильных – сосна (*Pinus*), эфедра (*Ephedra*). В группе пыльцы травянистых, в отличие от второй палинозоны, доминирует пыльца маревых (*Chenopodiaceae*) до 70%. Содержание пыльцы злаков (*Gramineae*), как и сложноцветных (*Cichoriaceae*), сокращается до 10%. Споры папоротников, в основном ужовника (*Ophioglossum*) и хвоща (*Equisetum*), встречены только в образце 11.

Преобладание видов семейства маревых (*Chenopodiaceae*), имеющих распространение главным образом на засоленных почвах, в сухих

степях и пустынях, свидетельствует об иссушении климата. В связи с этим обрабатываемые поля забрасываются, о чем и свидетельствует уменьшение количества пыльцы злаков.

Таким образом, анализ спорово-пыльцевых спектров поселения Алхантепе позволил сделать следующие выводы.

1. Природные условия Муганской равнины в IV тысячелетии до н.э., т.е. в период перехода от неолита к эпохе бронзы, характеризовались более влажным климатом. В растительном покрове равнины преобладали низинные широколиственные леса в сочетании с сосновыми редколесьями из сосны эльдарской.

2. Ареал распространения широколиственных лесов и редколесий имел гораздо более обширные границы распространения на равнине, по сравнению с современными. Они здесь сейчас отсутствуют.

3. Выявлено, что сокращение содержания пыльцы сосны и выпадение из состава спектра пыльцы лесообразующих пород (бука, дуба, граба, ореха) напрямую связаны с антропогенным фактором – вырубкой лесов, редколесий и освоением территории под посевы зерновых.

4. Согласно спорово-пыльцевому спектру выделяются два периода преобладания земледелия у насельников Алхантепе – палинозона II и верхняя часть палинозоны III.

5. На фоне антропогенного воздействия на естественный покров Муганской равнины прослеживается естественное иссушение климата, что отражается на качественном изменении травянистой растительности и преобладании в их составе маревых *(Chenopodiaceae)*.

ЛИТЕРАТУРА

АТЛАС АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР. 1963. Главное управление геодезии и картографии Государственного геологического комитета СССР. Баку-Москва. 213.

ГУЛИСАШВИЛИ, В.З., МАХАТАДЗЕ, Л.Б., ПРИЛИПКО, Л.И. 1975. Растительность Кавказа. Наука. Москва. 233.

ПРИЛИПКО, Л.И. 1970. Растительный покров Азербайджана. Элм. Баку. 170.

ХОЛЯВКО, В.С., ГЛОБА-МИХАЙЛЕНКО, Д.А., ХОЛЯВКО, Е.С. 1978. Атлас древесных пород Кавказа. Лесная промышленность. Москва. 215.

ЯЦЕНКО-ХМЕЛЕВСКИЙ, А.А., КАНДЕЛАКИ, Г.И. 1941. Эльдарская сосна в окрестностях Гянджи в XII веке. *Сообщения АН Груз.ССР*, 2, 6.

AXUNDOV, T.İ, MAHMUDOVA,V.Ə., ALMƏMMƏDOV X.İ, VƏLİEV, S.S., RƏHMANOV,A.A. 2010. Muğanda neolit-eneolit dövrünun öyrənilməsi və "Muğan neolit-eneolit ekspedisiyası"nın gördüyü işlər haqqında (Cəlilabad rayonu). Azərbaycanda arxeoloji tədqiqatlar. Bakı. 38-44.

Рецензент: д.г.н. А.К.Ализаде

© З.Н.Эминов, 2011

ОСОБЕННОСТИ ДИНАМИКИ ЕСТЕСТВЕННОГО ПРИРОСТА НАСЕЛЕНИЯ В АЗЕРБАЙДЖАНЕ

З.Н.Эминов

Институт Географии им. акад. Г.А.Алиева НАН Азербайджана
AZ1143, Баку, просп. Г. Джавида, 31

В статье анализируется динамика естественного прироста населения, в которой наблюдается периодичность. К показателям естественного прироста населения относятся абсолютный и относительный прирост населения, суммарный коэффициент рождаемости, брутто- и нетто-коэффициенты воспроизводства населения, возрастные коэффициенты рождаемости, число детей, родившихся по возрасту матери, число детей, родившихся на 1000 женщин и число детей по очередности рождения.

Основным источником формирования трудовых ресурсов является естественный прирост и миграция населения. В процессе естественного прироста регулируется рост численности трудовых ресурсов и заменяется уходящее поколение. Люди, достигшие трудоспособного возраста, занимают места тех, кто вышел на пенсию, ушел из жизни или потерял работоспособность на производстве.

Для страны и ее отдельных регионов высокие показатели естественного прироста имеют большое значение. При этом через определенное время высокими темпами растет численность населения в трудоспособном возрасте, улучшается обеспеченность хозяйства страны трудовыми ресурсами.

Повышение уровня занятости и динамика показателей естественного прироста – это взаимосвязанные процессы, и они влияют друг на друга. С увеличением численности занятых женщин уменьшается рождаемость. Влияние уровня рождаемости на численность трудовых ресурсов проявляет себя только через 15-20 лет, т.е. по истечении периода демографического поколения. Поэтому необходимо постоянное регулирование рождаемости и принятие мер экономического характера, чтобы она была на уровне расширенного воспроизводства населения.

Демографические показатели за короткий период меняются в результате социально-экономических и политических событий. В странах Западной Европы и США рождаемость снижалась в результате увеличения численности городского населения и уровня урбанизации, повышения занятости женщин. Сегодня в этих странах естественный прирост не обеспечивает рост численности населения, а в некоторых странах даже наблюдается депопуляция.

В постсоциалистических странах после 80-х гг. произошли серьезные политические и экономические изменения. Развал экономических связей, проблемы в обеспечении занятости, потери рабочих мест привели к увеличению численности безработных и снижению уровня жизни населения. Во всех этих странах наблюдается снижение рождаемости, в некоторых случаях увеличение смертности. Поэтому за эти годы в несколько раз снижался естественный прирост и в результате темпы роста численности населения. В России, Украине и других странах с каждым годом идет уменьшение численности населения, несмотря на принятые меры по поощрению рождаемости.

В Азербайджане снижение демографических показателей началось со второй половины 60-х гг. Но высоких темпов оно достигло только в начале 90-х гг. С 1992 по 2002 гг. показатели стали снижаться медленно, и в начале 2000 г. коэффициент рождаемости достиг 13,8 человек, а естественный прирост составил 8,0 человек на 1000 человек (рис 1.).

В республике в динамике естественного прироста наблюдается периодичность. Начиная со второй половины 60-х годов, рождаемость снижалась, и этот процесс продолжался до первой половины 70-х годов. Он в какой-то мере определил снижение рождаемости в начале 90-х годов. Если бы не началась полити-

ческая лихорадка 90-х, то в динамике естественного прироста снижение наблюдалось бы в меньшей степени.

В абсолютном выражении естественный прирост в 70-х годах составил 100-110 тыс. человек, в 80-х – 130-140 тыс. человек, в начале 90-х – более 140 тыс. человек. В 2002-2003 гг. он упал до 64,5 тыс. человек. С 2004 года наблюдается увеличение этого показателя и в 2008 г. он составил 99,4 тыс. человек.

Смертность – один из показателей естественного прироста. Она зависит от уровня социально-экономического развития, материального благосостояния населения, условий жизни и труда, оказания медицинских услуг и других факторов. Смертность в целом оказывает влияние на уровень естественного прироста. Коэффициенты смертности по возрастным группам влияют на численность населения в трудоспособном возрасте. Среди людей до 50 лет коэффициент смертности на 1000 человек очень низок и не превышает аналогичный показатель по всему населению страны (в 2008 г. – 6,2 человек на 1000 человек).

После 50-летнего возраста коэффициент смертности с 1959 г. и по сей день постоянно увеличивается. После каждой 5-летней возрастной группы этот показатель возрастает в несколько раз. В 1959 г. в возрасте 65-69 лет коэффициент смертности на 1000 человек составил 19,1 человек, свыше 70 лет – около 35,0 человек. В 2008 г. по сравнению с 1959 г. в возрастной группе 65-69 лет коэффициент смертности увеличился до 28,8 человек, в группе 75-79 лет – до 71,1 человек или в 2,0 раза, в возрасте 80-85 лет – до 100,9 человек или в 2,8 раза, выше 85 лет – до 147,1 человек или до 4,2 раза.

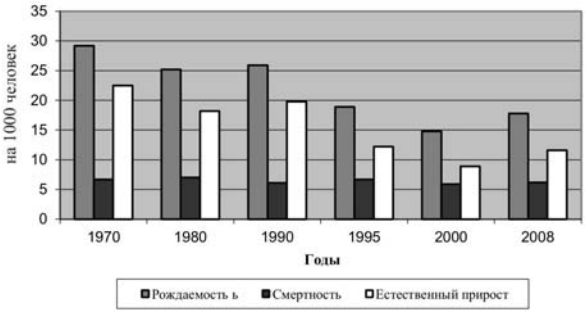


Рис. 1. Изменение коэффициентов естественного прироста

Увеличение смертности в пенсионном возрасте связано с ухудшением жизненного уровня и материального состояния населения, особенно пенсионеров, снижением их государственной поддержки и фактическим отсутствием медицинских услуг, домов отдыха, пансионатов.

В демографии и географии населения динамика естественного прироста определяется и другими показателями. К ним относятся: *суммарный коэффициент рождаемости, брутто- и нетто-коэффициенты воспроизводства населения, возрастные коэффициенты рождаемости, число детей, родившихся по возрасту матери, число детей, родившихся на 1000 женщин и число детей по очередности рождения.*

В Азербайджане постоянно меняется число детей, родившихся по возрасту матери. Основная часть родившихся детей приходится на долю женщин, имеющих возраст от 20 до 30 лет. В 1960 г. 55,8%, в 1970 г. 42,1%, в 1990 г. 74,0% родивших детей женщин имели возраст 20-30 лет. В 2008 г. этот показатель был на уровне 69,4%. В 1970 г. уменьшение числа родившихся детей у женщин в возрасте 20-30 лет связано с рождением женщин во время войны и низкими показателями естественного прироста (www.azstat.org).

За анализируемый период наблюдается снижение возраста вступления в брак и возраста женщин, родивших первого ребенка. В 1960 г. только 3,0% детей были рождены женщинами в возрасте до 20 лет. В 1980 г. этот показатель составил 4,6% (7090 человек). После 1991 г. резко увеличилось число женщин в возрасте 15-17 лет, родивших детей. Удельный вес женщин, родивших детей в возрасте 15-17 лет, увеличился с 0,2% в 1991 г. до 1,9% в 2005 г. и до 2,4% в 2008 г., женщин, роодивших в возрасте 18-19 лет – с 5,0% в 1991 г. до 8,8% в 2005 г. и до 10,0% в 2008 г. Значит, в 2005 г. 10,7%, в 2008 г. 12,4% детей рождены женщинами в возрасте до 20 лет, и этот показатель постоянно увеличивается.

Необходимо отметить, что согласно законодательству женщины могут вступать в брак в возрасте 18 лет. Поэтому брак женщин до 18 лет не регистрируется, и родившиеся дети считаются незаконнорожденными и учитываются как дети, родившиеся у женщины,

не состоявшей в браке.

После 1975 г. численность женщин, родивших детей в возрасте 30-34 года, и после 1980 г. численность тех же женщин в возрасте 35-39 лет резко уменьшилась. Сегодня женщины в возрасте выше 35 лет в процессе естественного прироста участвуют в малом количестве, и родившиеся ими дети составляют 6,2% новорожденных.

В 1970 г. 29,3% родившихся детей приходилось на долю женщин в возрасте 30-34 года, они занимали первое место в возрастных группах. В 2008 г. этот показатель упал до 12,1%. Женщины в возрасте 35-39 лет в 1970 г. родили 15,5% детей, в 2008 г. этот показатель был на уровне 4,7% и т.д.

Уменьшение числа родившихся детей можно проследить по снижению повозрастного коэффициента рождаемости. Начиная с 1958-1959 гг., до 1990 г. число живорожденных детей на 1000 женщин в возрасте 15-49 лет уменьшилось с 163,3 человека до 99,4 человек или на 39,1%. В 60-х годах повышение уровня рождаемости проявляется и по этому показателю.

В 1963-1964 гг. число живорожденных детей на 1000 женщин составило 182,6 человек, в т.ч. у женщин в сельской местности – 242,6 человек (рис. 2). Увеличение их числа наблюдалось в возрастных группах женщин 20-30 лет и 30-34 года. Начиная с этого периода, идет уменьшение числа родившихся детей. Оно более высокими темпами происходило и после 90-х гг. В 1991-2008 гг. в республике численность родившихся детей уменьшилась на 19,3%. За этот период численность живорожденных детей на 1000 женщин упала с 101,8 человек до 56,7 человек или снизилась в 1,8 раз (по сравнению с 1958-59 гг. – в 2,9 раз). У женщин до 20 лет уменьшение рождаемости не наблюдается, и даже наоборот, снижается возраст женщин, ставших матерями. Так, среди 1000 женщин в возрасте 15-17 лет численность живорожденных детей с 1991 по 2008 гг. увеличилась в 10,2 раз. Среди 1000 женщин в возрасте 20-35 лет за прошедший период численность родившихся детей постепенно снижалась. В возрастной группе 20-24 года это снижение составляло 21,1%, 25-29 лет – 24,2%, 30-34 года – 36,8%.

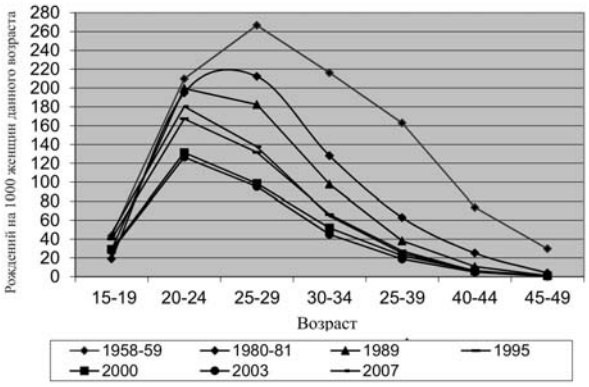


Рис. 2. Повозрастные коэффициенты рождаемости, 1958-2007 гг.

В республике основная часть детей рождается женщинами в возрасте 20-24 и 25-29 лет. Среди этих возрастных групп коэффициент родившихся детей на 1000 женщин в 2-3 раза больше, чем в остальных возрастных группах. Например, у женщин в возрасте 20-24 года этот коэффициент составляет 170,8 детей, в возрасте 25-29 лет – 133,1 человек. Высокие показатели рождаемости среди женщин в этих возрастных группах связаны с тем, что у них рождаются первые и вторые дети после вступления в брак, и это происходит в первые 3-5 лет. Снижение рождаемости у женщин после 30 лет можно объяснить тем, что в семьях уменьшается число детей за счет нежелания родителей иметь третьего и последующих детей. Сегодня в Азербайджане ¾ семей имеют 1-2 ребенка. Такое положение обеспечивает только простое воспроизводство населения и не влияет на увеличение его численности.

На уменьшение в семьях числа родившихся детей большое влияние оказали трудности с обеспеченностью жильем, снижение жилой площади на душу населения, уровня жизни и материального благосостояния, повышение уровня занятости и образования женщин, отсутствие государственной поддержки и оказание низкой финансовой помощи молодым семьям, детям и женщинам при рождении ребенка и в последующие периоды.

Сегодня среди городского и сельского женского населения коэффициент живорожденных детей на 1000 женщин после 35 лет находится на низком уровне, в возрасте 25-29 он также низок. Женщины в сельской местности в возрасте до 25 лет имеют больше детей,

по сравнению с городскими женщинами. Но в селах теперь фактически отсутствуют многодетные семьи. Поэтому уравнивание показателей рождаемости среди городского и сельского населения произошло за счет уменьшения родившихся детей в селах. В результате население страны постепенно лишается основного источника естественного прироста, и можно сказать, что через несколько лет численность населения не будет расти, темпы роста будет снижены до нуля.

Снижение рождаемости проявляет себя в резком изменении очередности родившихся детей. В 1991 г. родившиеся первые и вторые дети составляли 71,6% всех детей. В 2001 г. этот показатель повысился до 77,4%, в 2008 г. – до 86,5%. В очередности родившихся в 1991-2008 гг. детей численность первых увеличилась на 7,9% (6089 человек), вторых уменьшилась на 18,4% (10852 человек), третьих – на 48,6% (15845). За этот период в численности родившихся в семьях четвертых детей снижение составляло 4,3 раза, пятых и выше – 11,6 раз. В период с 2001 по 2008 гг. в стране увеличение численности родившихся детей составляло 41,7 тыс. человек. Из них 27,6 тыс. человек составляют родившиеся первенцы в семьях, 12,4 тыс. человек, родившиеся вторым. Это связано с уменьшением числа родившихся третьими и последующими детьми.

Суммарный коэффициент рождаемости характеризует среднее число детей, которое родит женщина условного поколения в течение всей жизни при условии сохранения той интенсивности повозрастной рождаемости, которая наблюдалась в год, для которого рассчитывается данный показатель. Его исчисляют при предположении, что все женщины условного поколения останутся в живых до конца репродуктивного периода. Суммарные коэффициенты выше 4,0 считаются высокими, меньше 2,15 – низкими **(**Statistical Yearbook…, стр. 254**).**

В Азербайджане суммарный коэффициент рождаемости в середине 60-х гг. поднялся до максимума и достиг 5,5, в.т.ч. среди сельского населения – 7,6 (рис. 3). В последующие периоды наблюдается его постоянное снижение. В середине 70-х гг. этот коэффициент снизился до 4,0, через 10 лет – до 3,0. В 1995 г. суммарный коэффициент рождаемости упал ниже критического уровня, и в 1996-2004 гг. составил менее 2,15. Это означает, что рождаемость недостаточна для роста численности населения. За последние 2-3 года в республике суммарный коэффициент рождаемости частично повысился и остается на уровне 2,3. Но среди городского населения суммарный коэффициент рождаемости продолжает оставаться ниже критического уровня и составляет 2,0.

Численность родившихся детей через 15-20 лет определит в первую очередь численность женщин в репродуктивном возрасте. Снижение уровня рождаемости приводит и к уменьшению численности девушек, которые через 15-20 лет вступят в фертильный возраст. Необходимо учитывать тот факт, что не все женщины участвуют в процессе естественного прироста и все больше и больше женщин и даже те, кто состоит в браке, не хотят иметь детей. Нежелание женщин иметь детей связано с повышением их занятости, получением образования, расширением их мировоззрения, желанием вести самостоятельный образ жизни и другими факторами. По данным переписи 1999 г. в Азербайджане 33,1% женщин в возрасте 16 лет и старше не имели детей. Поэтому для анализа замещения женского поколения через определенное время (после 15-20 лет) используют еще два показателя. Первым из них является брутто-коэффициент воспроизводства населения.

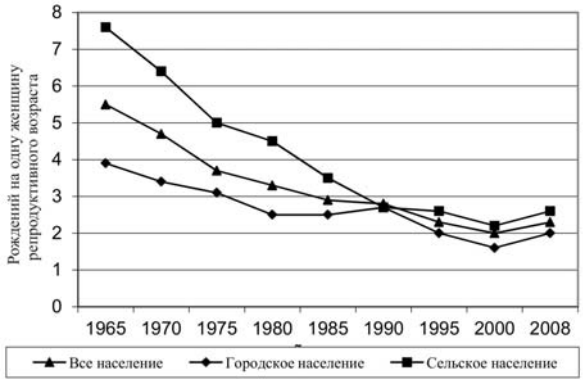


Рис. 3. Динамика суммарного коэффициента, 1965-2008 гг.

Брутто-коэффициент воспроизводства населения – равен среднему числу дочерей, которое родит женщина гипотетического поколения при условии отсутствия смертности и сохранения в течение всей ее жизни повозра-

стных коэффициентов рождаемости данного года. Он рассчитывается путем умножения коэффициента суммарной рождаемости на долю девочек среди новорожденных (≈0,488). Если коэффициент ниже единицы, со временем родившиеся дети не замещают умерших и численность населения уменьшается (Statistical Yearbook…, стр. 492).

В Азербайджане брутто-коэффициент воспроизводства населения в 60-х гг. XX века был на высоком уровне и в 1964-1965 гг. достиг 2,719. Такая ситуация продолжалась до середины 70-х годов, среди сельского населения – до 1982 г. Это означает, что после 15-20 лет (демографического поколения) женщины замещаются двукратно большим количеством девочек, в сельских местностях даже трехкратным. В 1974-1984-х гг. этот показатель изменялся в интервале 1,974-1,433, в 1985-2000 гг. – в интервале 1,417-1,160.

В республике среди городского населения брутто-коэффициент воспроизводства населения с 1996 г. упал ниже единицы, и такая ситуация продолжается и в настоящее время (в 2008 г. – 0,929). Для общего населения он с 2001 по 2004 гг. отмечался на уровне 0,844-0,943, за последние четыре года поднялся до 1,040, т.е. фактически находился на уровне 1,0. Этот показатель достаточен только для простого воспроизводства населения.

Второй показатель (нетто-коэффициент воспроизводства населения) более точно определяет замещение женщины фертильного возраста через 15-20 лет (после демографического поколения) девочками. Он учитывает смертность среди девочек до возраста 15-20 лет.

Количественные показатели нетто-коэффициента воспроизводства населения в республике наблюдаются на уровне брутто-коэффициента, но с определенными нисхождениями. В 1964-1965 гг. нетто-коэффициент воспроизводства населения был на уровне 2,396, в. т. ч. для городского населения – 1,713, для сельского населения – 3,260. С начала 70-х годов он изменялся в интервале с единицы до двух. Среди городского населения с 1994 г., для общего и сельского населения с 2001 г. этот показатель упал ниже единицы. В 2008 г. нетто-коэффициент воспроизводства населения находился на уровне 0,871, в. т. ч. для городского населения – 0,811, для сельского населения – 0,921.

Со снижением рождаемости в возрастной структуре населения уменьшается удельный вес детей до 15 лет. Доля детей в возрасте 0-4 лет с 1990 по 2009 гг. уменьшилась с 12,1% до 8,2% или с 861,0 тыс. человек до 731,9 тыс. человек. Снижение этих показателей у детей от 5 до 9 лет составляет: удельного веса – от 11,0 до 6,4%, численности детей – с 786,4 тыс. до 568,3 тыс. человек. Абсолютная численность детей от 10 до 14 лет увеличилась более чем на 14,4 тыс. человек. В целом доля детей до 15 лет в структуре населения в 1990 г. составила 32,9%, в 2003 г. – 27,4%, в начале 2009 г. – 22,6%. В 2009 г. численность детей в этих группах было на 332,8 тыс. человек или на 14,2% меньше, чем в 1990 г. Эти цифры показывают, что через 10-15 лет численность населения в трудоспособном возрасте будет на 10% или на 400-500 тыс. человек меньше, учитывая миграцию и смертность населения.

Экономические районы отличаются по уровню рождаемости, смертности и естественного прироста. Анализы показывают, что коэффициент рождаемости на 1000 человек в 1990-2000-х годах снизился, после 2000 года идет повышение, но не достигает уровня 1995 года, за исключением Верхне-Гарабагского и Кяльбаджар-Лачинского экономических районов.

В 2000-2009-х гг. коэффициент рождаемости в Абшеронском, Аранском, Нахчыванском и Гянджа-Газахском экономических районах рос более высокими темпами. В Гянджа-Газахском экономическом районе коэффициент рождаемости на 1000 человек вырос с 13,6 до 15,8, тогда как в Абшеронском районе – с 11,8 до 15,5, а в Аранском районе – с 15,4 до 18,1. В остальных регионах повышение составляет 1-2 пункта. В 2009 г. среди экономических районов Абшеронский район отличался низким уровнем коэффициента рождаемости, а Лянкяран-Астаринский район более высоким уровнем (20,0 на 1000 человек) (рис. 4).

В Лянкяран-Астаринском, Нагорно-Ширванском, Кяльбаджар-Лачинском, Нахчыванском и Аранском экономических районах коэффициент естественного прироста выше среднереспубликанского показателя (11,3 человек на 1000 человек). Его низкий уровень был отмечен в Гянджа-Газахском и Шеки-Загатальском экономических районах (соответственно 8,9 и 9,1 человек на 1000 человек).

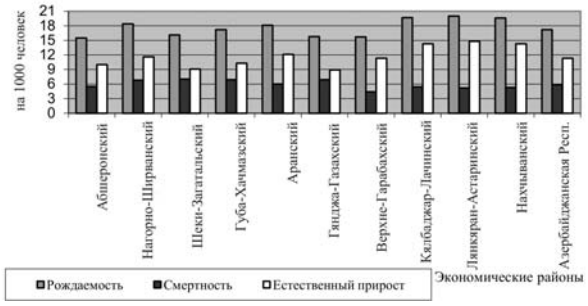


Рис. 4. Естественное движение населения в экономических районах

Несмотря на определенное повышение естественного прироста, его абсолютные показатели ниже в сравнении с 1990 г. Абшеронский (25878 человек), Аранский (21707 человек) и Лянкяран-Астаринский (12214 человек) экономические районы занимают ведущее место в стране по численности рожденных детей и естественного прироста.

Для поддержания на высоком уровне численности населения в трудоспособном возрасте необходимо принять меры по повышению рождаемости, что изложено в Законе «О Демографической политике». В этом направлении было принято несколько законодательных актов. Необходимо их более эффективное выполнение и обеспечение достаточными финансовыми ресурсами.

Естественный и миграционный прирост населения Азербайджана, тыс. человек

Годы	Всего			Городское население			Сельское население		
	Естественный прирост	Сальдо миграции	Общий прирост	Естественный прирост	Сальдо миграции	Общий прирост	Естественный прирост	Сальдо миграции	Общий прирост
1991-95	594,9	-87,2	507,7	263,7	-87,5	176,2	331,2	0,3	331,5
1996-00	385,3	-30,5	354,8	147,1	-74,1	73,0	238,2	43,6	281,8
2001	65,1	-4,7	60,4	26,3	-3,7	22,6	38,8	-1,0	37,8
2002	64,2	-3,1	61,1	26,1	-1,9	24,2	38,1	-1,2	36,9
2003	64,5	-1,3	63,2	26,1	+73,9	100,0	38,4	-75,2	-36,8
2004	82,0	-0,4	81,6	33,1	+10,9	44,0	48,9	-11,3	37,6
2005	89,9	-0,8	89,1	37,0	+21,3	58,3	52,9	-22,1	30,8
2006	96,7	-0,4	96,3	43,0	-2,0	41,0	53,7	1,6	55,3
2007	98,3	-1,1	97,2	44,9	+22,3	67,2	53,4	-23,4	30,0

Таблица составлена на основании (Demographic indicators…, 2008, стр. 25, 27-28, 99).

Естественный прирост и миграция населения вместе определяют изменение численности населения в стране. С начала 90-х годов наряду со снижением естественного прироста наблюдается и отток населения, в основном русскоязычного из городов. Эти процессы снизили темпы роста численности населения в Азербайджане. Так, в 1991 г. в целом по стране естественный прирост составил 145,7 тыс. человек, сальдо миграции было отмечено на уровне – 40,1 тыс. человек (таблица). В результате численность населения выросла на 105,6

тыс. человек. В 1995 г. естественный прирост населения составил 92,5 тыс. человек, сальдо миграции упал до 9,8 тыс. человек, общий прирост – до 87,2 тыс. человек. В 2000 г. эти показатели были на уровне соответственно 70,3 тыс. человек, 5,5 тыс. человек и 64,8 тыс. человек. За этот период за счет миграции численность населения уменьшилось в основном в городских населенных пунктах. С 2000 г. наблюдается также интенсивный отток сельского населения, что привело к уменьшению роли естественного прироста в увеличении численности населения.

ЛИТЕРАТУРА

МЕДКОВ, В.М. 2005. Демография. Инфра-М. Москва.
DEMOGRAPHIC INDICATORS of Azerbaijan (statistical publication). 2008. State Statistical Committee of Azerbaijan Republic, Baku.
DEMOGRAPHIC INDICATORS of Azerbaijan (statistical publication). 2009. State Statistical Committee of Azerbaijan Republic, Baku.
POPULATION OF AZERBAIJAN (statistical bulletin). 2009. State Statistical Committee of Azerbaijan Republic, Baku.
STATISTICAL YEARBOOK of Azerbaijan 2008. 2009. State Statistical Committee of Azerbaijan Republic, Baku.
www.azstat.org

Рецензент: к.г.н. С.К.Нагиев